

TRATADO

DE LAS

CONSTRUCCIONES EN EL MAR

ARREGLADO AL PROGRAMA

DE LA

ESCUELA DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

POR

DON PEDRO PEREZ DE LA SALA

INGENIERO JEFE Y PROFESOR DE LA MISMA ESCUELA

PARTE PRIMERA

Entrega primera

MADRID

IMPRENTA, FUNDICION Y ESTEREOTIPIA DE D. JUAN AGUADO

Calle del Cid, núm. 4. (Recoletos.)

1871

TRATADO

DE LAS

CONSTRUCCIONES EN EL MAR

ARREGLADO AL PROGRAMA

DE LA

ESCUELA DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

POR

DON PEDRO PEREZ DE LA SALA

INGENIERO JEFE Y PROFESOR DE LA MISMA ESCUELA

PARTE PRIMERA

MADRID

IMPRENTA, FUNDICION Y ESTEREOTIPIA DE D. JUAN AGUADO

Calle del Cid, núm. 4. (Recoletos.)

1871

PRÓLOGO.

La enseñanza de la asignatura de puertos y faros que desde 1863 vengo desempeñando en la Escuela de Ingenieros de Caminos, me ha hecho conocer la conveniencia de una obra que tratase en forma didáctica todos los puntos que se refieren al proyecto y construccion de las obras marítimas. La obra publicada por Mr. Minard, plagada de errores, incompleta y anticuada, no satisface, ni áun de una manera imperfecta, las necesidades de los Ingenieros. Los tratados de Stevenson, Bounigeau, y los cursos litografiados de las lecciones dadas por Mrs. Frisard y Chevalier en la Escuela de puentes y calzadas de París, son tambien incompletas y pueden mirarse como un compendio ó resúmen de las materias que tratan. El tratado de Rennie, más que una obra sobre puertos, es un conjunto de monografías, y tampoco llena el objeto, aunque su excesivo coste no pusiera su adquisicion fuera del alcance de mayor número. Despues de

todo, la obra más completa y ordenada de este género, es la de Mr. Sganzin, por más que su autor la haya bautizado con el modesto nombre de Programa; pero tampoco alcanza los procedimientos modernos del arte de las construcciones.

No pretendemos, ciertamente, haber llenado con esta publicacion el vacio que se nota; nos proponemos tan sólo llamar la atencion de otros Ingenieros más competentes que nosotros y que lleven á feliz término la obra que aquí iniciamos. Recopilar y dar unidad á lo que en libros y memorias diversas se encuentra esparcido; completar y dar base sólida á algunas teorías; presentar con claridad los puntos dudosos para que estas dudas puedan ser resueltas por quien corresponda, á esto se reduce nuestro trabajo, y si lo conseguimos, nuestros esfuerzos quedarán recompensados con usura.

Como guia, tomamos el programa de Puertos, redactado casi con la obra á la vista; pero sin sujetarnos servilmente á él. Desde la fecha de su publicacion hemos creido conveniente tratar con más extension algunas materias poco desarrolladas; reducir y hasta suprimir otras ménos necesarias ó de dudosa utilidad; y estas modificaciones constituyen diferencias en los detalles, pero no en el plan general y desarrollo de la obra.

Esta constará de cuatro partes; comprendiendo la primera cuanto se refiere á los movimientos generales del mar y á sus causas; á su influencia en el régimen de las costas; á las condiciones de un puerto, y principalmente á las que podemos calificar de náuticas; y por último, á los materiales que ordinariamente se emplean en las obras marítimas, refirién-

donos sólo á las condiciones particulares en que se encuentran respecto de las demas obras.

La segunda parte la limitamos al estudio de la construccion de los diques y rompe-olas de todas formas y materiales.

La tercera comprenderá el resto de las obras que pueden formar parte de un puerto, dragado, medios de salvamento, datos para el proyecto de un puerto y descripcion de los más notables.

La cuarta no forma parte de la obra, propiamente dicha; relegamos á ella aquellas materias que constituyen un trabajo de mera curiosidad, ó aquellos sistemas generales de construccion que no son peculiares de las obras de puertos, pero que les son aplicables. Estos apéndices se darán á luz en el órden que más convenga á la facilidad de la publicacion y á su importancia; el órden lógico es el siguiente:

1.° Prevision del tiempo; reglas é instrucciones prácticas, que le son aplicables, é instrumentos de que se hace uso en las observaciones meteorológicas.

2.° Juicio crítico de las diferentes teorías de las olas, y sus diversas aplicaciones.

3.° Teoría elemental de las mareas (teoría estática), é idea general de las demas.

4.° Descripcion de un buque y de las principales maniobras que con él se ejecutan.

5.° Fabricacion de cales, morteros y hormigones hidráulicos.

6.° Aparatos y procedimientos empleados para inyectar la creosota en las maderas.

7.° Aparatos y máquinas para trabajos submarinos.

8.° Grandes voladuras en la explotacion de las canteras destinadas á procurar escollera de grandes dimensiones.

9.° Sistemas de cimentacion aplicables á las obras marítimas.

10. Aparatos y máquinas destinadas al servicio de los puertos.

El libro llevará para mayor inteligencia numerosas figuras intercaladas en el texto, y á la obra acompañará un atlas que no bajará de 50 láminas. Aunque á la primera parte corresponden dos de ellas, no son en rigor indispensables para la inteligencia del texto, y se agregarán á la segunda si llegara á publicarse.

A esto, en resúmen, viene á reducirse nuestro trabajo, cuya primera parte damos hoy á luz.

Rogamos á los lectores se sirvan señalarnos los errores en que hayamos incurrido, puntos oscuros sin explicacion suficiente, y otros de que, por olvido ó ignorancia, no nos hubiésemos hecho cargo; con ello prestarán un servicio verdadero al público y á la enseñanza, prometiendo un capítulo adicional al fin de cada seccion de la obra, en donde tengamos en cuenta las observaciones que se dignen dirigirnos.

Madrid 1.° de Marzo de 1871.

EL AUTOR.

INTRODUCCION.

RESUMEN.

1. Mares. — 2. Profundidad de los mares. — 3. Aparatos de sonda. — 4. Geografía marítima.— 5. Objeto y plan de la obra.

1. Mares.—El globo que habitamos presenta una superficie sembrada de grandes desigualdades, que si bien son despreciables con relacion al volúmen de la tierra, son inmensas comparadas con nuestras personas y con los objetos que nos rodean. En las partes hondas de las depresiones, se reunen enormes masas de agua denominadas *mares* ó *lagos*, segun la superficie que comprenden: clasificacion tan arbitraria, que en rigor no puede establecerse una línea divisoria entre unos y otros, dándose hoy el nombre de mares á algunos que en tiempos antiguos recibian el de lagos ó lagunas.

Se ha querido señalar como carácter distintivo de los mares, la relacion é influencia mútua que entre todos existe por estar en comunicacion inmediata; lo cual, si bien es cierto en el mayor número de casos, pre senta algunas excepciones en mares pequeños como el Cáspio y el mar Muerto, que son verdaderos lagos salados. Otros atienden más á la composicion química de las aguas, porque los lagos encierran ordinariamente en su recinto aguas dulces, al paso que los mares contienen disueltas en abundancia sales de sosa y de magnesia que comunican á sus aguas el sabor amargo á que deben la etimología de su nombre. Sin embargo, tambien hay lagos cuyas aguas están más cargadas de sales que las de los mares propiamente dichos.

No todos los mares contienen disueltas las mismas sales en iguales proporciones, y hasta varian en el mismo mar de una localidad á otra; así se explica cómo materiales que han resistido á la accion química del mar en unos puntos han sido en otros rápidamente destruidos. Hé aquí el cuadro formado con los resultados de las análisis practicadas con las aguas de distintos mares:

ANÁLISIS DEL AGUA DEL MAR EN MILÉSIMAS.

	BAYONA — Vogel y Boullon Lagrange.	GOLFO DE FORT. — Murray.	ATLÁNTICO — Murray.	ATLÁNTICO DEL NORTE. — Marcel.	MAR DEL NORTE.		MANCHA, 6 MILLAS DE LA COSTA. — Schroeztres.	MEDITERRÁNEO, COSTA FRANCESA.		
					Backs.	Clem.		Usiglio.	Laurent.	Vogel y Boullon Lagrange.
Cloruro sodico.......	25,10	21,30	25,18	26,60	23,58	24,84	27,06	29,42	27,22	25,10
Sulfato de magnesia....	5,18	»	1,75	»	1,99	2,06	2,29	2,48	7,02	6,25
Cloruro magnésico.....	3,50	4,86	2,94	5,15	2,77	3,66	3,66	3,22	6,14	5,25
Sulfato de cal.......	0,15	»	1,00	0,15	1,11	1,41	1,41	1,36	0,10	0,15
Sulfato de sosa.......	»	3,50	0,27	4,66	»	»	»	»	»	»
Cloruro potásico......	»	»	»	1,23	1,01	0,76	0,76	0,51	0,01	»
Cloruro de calcio.....	»	0,75	»	»	»	»	»	»	»	»
Carbonato calizo......	0,20	»	»	»	»	0,03	0,03	0,11	0,20	1,15
Acido carbónico libre...	0,23	»	»	»	»	»	rastro.	»	rastro	0,11
Total de materias disueltas..........	34,36	30,44	31,14	37,79	30,46	31,87	35,21	37,10	40,69	37,01

Ademas de las anteriores sustancias, suele contener el agua del mar algunos bromuros y yoduros. En las análisis practicadas no se ha tenido siempre en cuenta el ácido carbónico mezclado con el aire atmosférico disuelto en el agua del mar; esta contiene generalmente 3 ½ por 100 de su volúmen, al paso que el agua dulce sólo disuelve un 2; observacion importante, segun veremos más tarde, al ocuparnos de los materiales destinados á las obras marítimas, por la grande influencia que en su

conservacion ejerce el ácido carbónico. La cantidad de este no es la misma en todos los mares ni en todas las estaciones del año para la misma localidad; las aguas del Mediterráneo contienen mayor cantidad que las del Océano, y en éste las dársenas más que las de los puertos, que á su vez son más saladas que las de alta mar.

Tambien en algunos mares, en el Mediterráneo por ejemplo, las aguas suelen contener hidrógeno sulfurado, que puede dar con las cales de los morteros, orígen á sulfato de cal, perjudicial en las obras marítimas. En los puertos del Océano este gas es más raro.

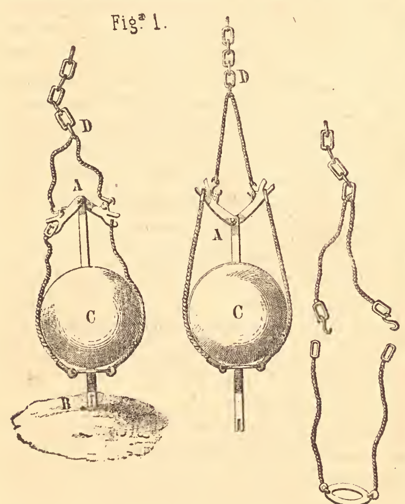
De los ensayos hechos con el agua del mar, deduce Mr. Marcet que es más salada en el hemisferio austral que en el boreal; y más aún en los puntos donde la mar tiene mayor profundidad y están más lejanos los continentes. Tambien se han encontrado ménos salados los mares pequeños ó golfos en comunicacion con el Océano; siendo el Mediterráneo y el mar Rojo una excepcion de la regla. Por el contrario, los mares aislados, como el Cáspio y el mar Muerto, están más cargados de sales que los dos citados ántes; de tal modo, que en el segundo forman un 25 por 100 de su peso las sustancias disueltas, dominando en ellas el cloruro de magnesio. Por último, del escaso número de ensayos practicados, parece resultar que el agua del fondo es más salada que la de la superficie, conforme á la ley natural de las densidades de los flúidos. Sobre esta diferencia de densidades ha basado Maury su teoría de las corrientes marítimas.

2. Profundidad de los mares.—El mar cubre la parte más extensa de la superficie de nuestro globo, de la que ocupa las tres cuartas partes; su profundidad média de cinco kilómetros, se habia exagerado notablemente por la influencia de los errores debidos á la dificultad de sondear en profundidades tan grandes; los recientes trabajos de instalacion de los cables trasatlánticos han obligado á perfeccionar estos medios y hecho conocer mejor algunas regiones submarinas.

De los sondeos practicados, resulta que las sondas máximas obtenidas hasta el dia, se encuentran en el Océano Atlántico al Sur del banco de Terranova, y no exceden de 8.250 metros. En el Océano Atlántico austral, al Sur del paralelo de 35°, se han dado tres grandes sondas de 15.000, 14.000 y 12.000 metros; pero sondeos posteriores repetidos en los mismos parajes, sólo han acusado profundidades de 7.000 y 5.500 metros. Por último, en el Pacífico se dieron sondas de 6.040, 4.860 y 3.770 metros.

3. Aparatos de sonda.—El método antiguo de sondear consistia en atar una bala de cañon ó un gran peso, á la extremidad de un hilo fuerte ó alambre arrollado á un carrete ó torno, el cual se suponia cesaba de girar cuando el peso llegaba al fondo; suposicion bastante aventurada, por cuanto continuaba con frecuencia desenvolviéndose el carrete mucho tiempo despues de haberse parado la bala. La existencia de corrientes que obran sobre la sondalesa, se demostró repetidas veces suspendiendo una plomada de un flotador y colocando otro en la superficie; muy pronto los dos flotadores se separaban arrastrados por distintos impulsos.

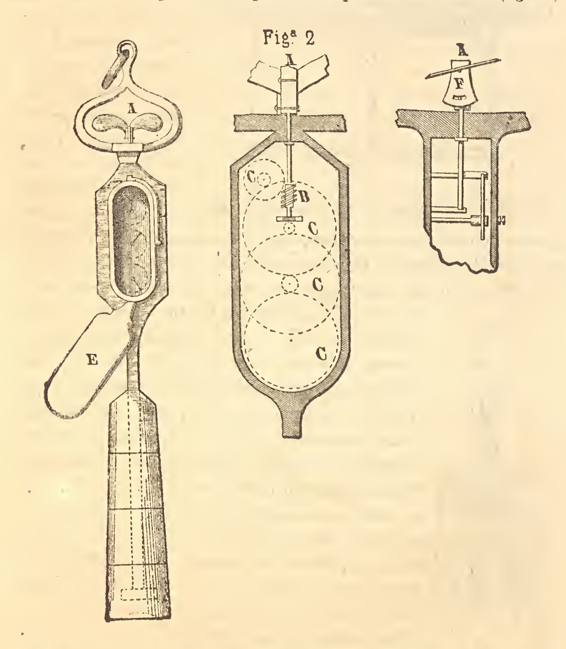
El marino anglo-americano Brooke, inventó un aparato de sondeo no sujeto á tales causas de error; consiste en una bala de cañon *C* horadada y atravesada por un vástago *A B*. (fig. 1.ª), á cuya extremidad superior va unido un paralelógramo articulado *A D* con dos ganchos, de los cuales se suspende el peso; al tropezar el vástago con el fondo, el peso se desprende y cesa de actuar sobre el carrete, dando inmediatamente, con sólo medir la cuerda, la profundidad buscada.



El medir la cuerda presenta dificultades, entre las cuales debemos contar la molestia de la operacion misma y lo fácil de cometer algun error en la medida; pues si bien esto pudiera excusarse dividiendo de antemano la cuerda ó el alambre, siempre embaraza el llevar cuenta de la parte sustraida cuando se ha

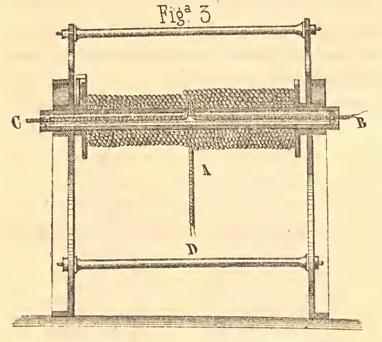
roto en sondeos anteriores. La accion de las corrientes sobre el hilo separándolo de la vertical, es otra causa de error; por cuyo motivo se ha preferido deducir la profundidad del tiempo que el peso tarda en llegar al fondo, empleando al efecto tablas calculadas préviamente. Como al corto trecho recorrido la velocidad es uniforme, la profundidad será proporcional al tiempo invertido hasta llegar al fondo.

Este sistema se perfeccionó aplicando al aparato un molinete *A* (fig. 2.ª)

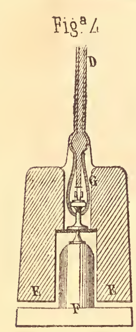


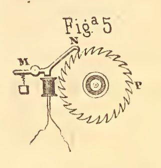
que por una rosca sin fin *B* y ruedas dentadas *C*, comunica el movimiento á las agujas *D*, que cuentan el número de vueltas dadas por el molinete. Las agujas van encerradas en una caja con su tapa *E*, y para graduar el

instrumento dando más ó ménos inclinacion á las paletas, éstas van montadas sobre una pieza que lleva una ranura *F*, en la cual se sujeta el vástago de la hélice. Un escape impide el giro en sentido opuesto.



Tambien se ha ideado aplicar la electricidad á los sondeos; hé aquí el aparato que para dicho objeto ha propuesto Mr. Hedouin. Consta (fig. 3.ª) de un torno, al cual se arrolla un cable compuesto de dos hilos aislados por los medios ordinarios, y cuyas extremidades *B C*, que corresponden al extremo del cable arrollado al torno, comunican con los dos polos de una pila. A la otra extremidad un gran peso (fig. 4.ª), que forma el escandallo de la sonda, va suspendido en la forma siguiente: el peso se compone de dos partes; la una *D E* unida invariablemente á la extremidad inferior del cable; la otra *F* suspendida de ésta por el intermedio de una tela ó bolsa flexible *G* y de un vástago metálico; los dos hilos están descubiertos en su parte inferior, pero la tela impermeable impide al agua penetrar hasta ellos. Mientras el escandallo no llega al fondo nada se observa, pero tan pronto como la masa *F* toca en él, la *E* continúa descendiendo por su propio peso, la tela flexible cede hasta que la cabeza metálica del vástago del peso *F* puesta en contacto con los hilos cierra el circuito, un electro-iman obra sobre el escape *M N* (fig. 5.ª), engalga una rueda catalina *P* ligada al eje del carrete, la cual le impide girar y soltar más hilo.





4. Geografía marítima.—La orografía terrestre no corresponde á este lugar; la submarina tiene tambien, como aquella, sus valles, cordilleras y demas accidentes que la constituyen; pero por muy interesante que sea el estudio, la topografía submarina es muy poco conocida en el dia, y al Ingeniero le interesa sólo la que se refiere á la proximidad de la costa; y en cada proyecto que esté llamado á realizar, la circunscrita á una zona ó localidad determinada. Más adelante diremos cómo se obtiene el relieve del terreno por medio de sondas; ahora nos limitaremos á recordar la definicion de ciertas voces empleadas en la geografía marítima, y de las cuales haremos un uso frecuente.

Lo accidentado de la superficie terrestre da en su inteseccion con la del mar una línea irregular llamada *costa;* límite de separacion entre la parte habitable ó terrestre y la bañada por las aguas; cuando rodea una grande extension de tierras, éstas forman los *continentes*, é *islas* si su extension fuese menor. Muchas veces dos islas ó dos continentes, ó una isla y un continente, se ven unidas por una estrecha lengua llamada *istmo*, y la isla cambia entónces su nombre en el de *península.*

Los accidentes de la costa son, ó salientes con relacion á la línea general de su contorno, ó entrantes en ella; los salientes forman los *cabos* ó *puntas*, dándoles uno ú otro nombre segun su relieve: un cabo de grande elevacion, no absoluta, respecto de la costa contigua, se denomina *promontorio.* Las partes entrantes reciben nombres más variados: un trozo considerable de mar que se interna en un continente es, segun los casos, *seno*, *golfo* ó *brazo* de *mar;* y si se prolonga de manera que una dos mares, entónces se convierte en *estrecho.* Y por último, si el mar penetra en una corriente fluvial, toda la parte de ésta, sobre la cual influye aquél, cambia en *ria* su primitivo nombre de rio.

Otras entradas de la costa ménos pronunciadas tienen tambien sus nombres particulares, aunque estén comprendidas bajo el genérico de *ensenadas.* Si son tan reducidas, que sólo dan abrigo á buques de pequeño porte, se llaman *ancones* ó *calas.* Entre las ensenadas, la *bahía* representa un espacio abrigado, pero que por su extension no es completamente tranquilo. La bahía se diferencia de la *rada* en que ésta se encuentra desabrigada respecto de ciertos vientos ó direcciones, y de la *concha* en su mayor extension. Las llamadas rias en Galicia, son verdaderas bahías ó radas, y nada tienen de comun con las rias propiamente dichas. Por

último, aunque algunos han hecho el nombre de *abra*, sinónimo de ensenada ó bahía, nosotros entenderemos por tal la abertura ó espacio angular comprendido entre dos objetos, como las dos márgenes de una ria, las puntas ó cabezas que constituyen la entrada de un puerto, etc., etc.

5. Objeto y plan de la obra.—Hechas estas indicaciones preliminares, pasaremos á exponer el objeto y plan del curso. El mar es el medio más económico de trasporte que se conoce; no exige gastos para el establecimiento de la vía; el vehículo, con relacion á la carga que lleva y á su duracion, es ménos costoso que los usados de ordinario en los trasportes terrestres; y por último, en el mayor número de casos, la naturaleza suministra casi gratuitamente el motor que ha de efectuar el trabajo; de manera que cuando dos pueblos pueden comunicar entre sí por medio del mar, una via terrestre competirá con él en la celeridad, pero nunca en la baratura de los trasportes, especialmente para aquellos objetos que por su gran peso ó volúmen no sufren aumentos notables en el bajo precio al cual se consumen.

Pero el mar no siempre tiene preparadas (al ménos de una manera completa) para los vehículos que por él transitan, las estaciones á propósito para recibirlos y prestarles el refugio y abrigo indispensables en los inminentes riesgos á que se ven expuestos cuando cruzan al traves de sus aguas; el comercio necesita tambien medios de llevar á cabo las faenas de carga y descarga, talleres para las reparaciones de los buques, obras todas que, reunidas, constituyen lo que se llama un *puerto*, y que no se pueden estudiar sin conocer ántes todos los agentes naturales que influyen sobre el mar, ya obrando directamente ya de una manera indirecta.

CAPITULO PRIMERO.

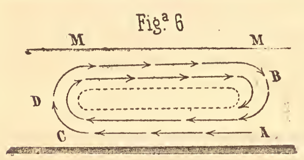
DEL VIENTO.

RESUMEN.

6. Causas del viento.—7. Propagacion del viento.—8. Elementos que se consideran en el viento.—9. Direccion é intensidad média del viento.—10. Clasificacion de los vientos.—11. Circulacion atmosférica.—12. Monzones.—13. Impugnacion de la teoría de Maury por Saiguey.—14. Virazones y terrales.—15. Vientos variables.—16. Ley de Dove.—17. Ciclones.—18. Marcha de los ciclones.—19. Giros de los vientos en una borrasca.—20. Curvas isobáricas.—21. Prevision del tiempo.—22. Vientos cálidos.—23. Vientos con relacion á una localidad.—24. Contrastes y rachas.—25. Vientos en la costa Norte de España.—26. En el estrecho de Gibraltar.—27. En el Mediterráneo.—En la costa del Oeste. Saco de Cádiz.—29. En la costa de Galicia.

6. Causas del viento.—El viento es producido por una agitacion cualquiera de las moléculas que constituyen nuestra atmósfera. Son infinitas las causas que dan lugar al movimiento del aire; el más léve choque, la más pequeña variacion de temperatura, originan perturbaciones que se propagan á distancias inmensas. El aire, siendo un flúido elástico, tiende constantemente al estado de equilibrio, y si una causa perturbatriz le saca de él, intenta inmediatamente recobrarlo. Si, por ejemplo, un enfriamiento súbito precipita en lluvia el agua que la atmósfera contiene bajo la forma de vapor, se produce un vacio y una diferencia de presion que desarrolla un viento tanto más violento cuanto más grande ha sido la lluvia que le dió orígen. Se comprende que siendo tantas las causas perturbatrices, el estado de reposo de la atmósfera es un estado excepcional, que sólo existe en puntos y momentos dados.

El calor es el agente principal de los vientos; hé aquí la explicacion que de ellos han dado Halley, Hadley, Franklin, y que más tarde fué adoptada tambien por Laplace. Supongamos un territorio de bastante extension y desigualmente calentado, ya por sus condiciones geográficas ó por otra causa cualquiera; el aire en el punto de mayor temperatura encontrándose tambien más enrarecido, tenderá á elevarse reemplazándole el aire que afluye de las partes laterales. La columna central de mayor altura, se enfria en su ascenso y desarrolla corrientes superiores en sentido inverso á las inferiores; corrientes que con frecuencia se hacen perceptibles, cuando se observan las nubes marchar con distinto rumbo del que sigue el viento que sopla en la superficie terrestre. Franklin ha demostrado la dependencia de ambas corrientes por medio de un experimento muy sencillo citado en la mayor parte de los tratados de física. Si en la puerta que sirve de comunicacion entre dos habitaciones á distinta temperatura se coloca una bujía encendida, la llama se inclina en el sentido de la mayor temperatura cuando la luz se coloca en la parte inferior de la puerta; y en sentido contrario en la superior; habiendo una zona intermedia en que el aire permanece en reposo. Estas dos corrientes están ligadas (fig. 6.ª) por la descendente *B A*, que cierra el circuito con la ascendente *C D*. En la atmósfera sucede una cosa parecida; los fenómenos relativos á las alteraciones atmosféricas están limitados á una capa de pequeña altura.



Saussure supone que á los 12 ó 13 kilómetros la baja de temperatura es tal, que la de toda la atmósfera es uniforme é independiente de las alteraciones que sufra en la superficie terrestre por el cambio de estaciones y variaciones diurnas. Esta capa invariable hace las veces del techo *M N* en el experimento que ha servido de ejemplo, y todos los fenómenos relativos á los vientos se desarrollan debajo de ella. Pero las contracorrientes se establecen á alturas mucho menores. En la zona tórrida, especialmente en el hemisferio austral, la contracorriente se establece á la altura de las nubes que se ven marchar en sentido contrario al de los vientos reinantes. En las Canarias no abandona los picos de las montañas, y desciende más abajo aún segun las estaciones. En las Antillas arrastra á veces las cenizas en

suspension de los volcanes; y por último, otro indicio es que al descender en nuestras latitudes llega cargada de humedad que habria perdido en las altas regiones de la atmósfera.

En cuanto á la distancia horizontal á que se hace sentir la corriente, hay dos opiniones; unos como Marié Davy, suponen que cuanto mayor es el tiro la influencia se hace sentir á mayor distancia, y hacen subir los vientos tropicales á nuestras latitudes y á otras más elevadas. Bourgois, por el contrario, establece que la violencia del ascenso del aire determina el descenso de las capas más inmediatas al punto en que se verifica el tiro. No hay dificultad en hacer concordar las dos opiniones: el descenso de la contracorriente principia más pronto; pero la influencia de la corriente directa se hace sentir á mayor distancia, arrastrando consigo las masas de aire que bajan de la contracorriente superior.

La anterior teoría no satisface de una manera completa á los variados fenómenos que el viento produce, y estamos hoy muy distantes de tener una general y admisible en todas sus partes. Hopkins hace notar que las diferencias de temperatura entre dos puntos próximos no son suficientes por sí para determinar corrientes marcadas, y mucho ménos las violentas que se desarrollan en nuestra atmósfera, y de aquí la necesidad de hacer entrar otros elementos en combinacion con la temperatura; uno de ellos es la cantidad de vapor de agua mezclada con el aire atmosférico y arrastrada con él cuando por su contacto con la superficie caliente de la tierra se elevan sus capas á las regiones superiores. A medida que el aire se eleva, se enfria más rápidamente que el vapor de agua, roba á éste parte de su calórico, precipitando el vapor en forma de nubes y elevando un tanto la temperatura por la parte de calórico latente desprendido en la condensacion. Resulta de aquí un vacío y reacciones en las temperaturas que dan orígen á movimientos en las masas atmosféricas, tanto más violentos cuanto mayor es la cantidad de vapor contenido en suspension, y más marcadas las diferencias de temperatura á diversas alturas. Hopkins establece grandes centros de evaporacion en los mares extensos, y al mismo tiempo centros de condensacion en las cordilleras elevadas de los continentes, explicando así el juego de las corrientes atmosféricas.

La influencia de la temperatura en la formacion de los vientos que sistemáticamente niegan, tanto Hopkins como Arago, Babinet y otros meteorologistas, es sin embargo un hecho cierto; la dilatacion de la masa de

aire no se verifica de la manera uniforme y lenta que Hopkins supone, y la elevacion á las regiones superiores de la atmósfera, es una consecuencia inmediata de la dilatacion del aire, hasta que por ella pierda el exceso de calor y se encuentre en equilibrio de temperatura y presion con las capas que atraviesa, donde permanecerá en reposo. Se comprende que con la rapidez de la calefaccion variará la rapidez del ascenso y la violencia con que acudan las masas de aire que vengan á llenar el vacio. Si por una causa cualquiera las capas de aire permaneciesen durante mucho tiempo en contacto con la superficie terrestre sin poder ascender, su equilibrio sería instable; la menor perturbacion las lanzaria violentamente á las regiones superiores de la atmósfera, y de aquí los movimientos irregulares denominados ciclones, de que más adelante nos ocuparemos, y que precisamente se desarrollan en las zonas de más elevada temperatura. Estas circunstancias no son extraordinarias, y en la zona tórrida suelen presentarse tales, que den lugar en la masa de aire caldeada á ascensos de cinco y seis kilómetros.

La coincidencia de un gran desarrollo en los fenómenos relativos al viento con una elevada temperatura reconoce tambien como causa el principio en que funda Hopkins su teoría; la cantidad de vapor de agua que el aire mantiene en suspension crece con mayor rapidez que la temperatura; la reduccion de 10° de calor desde 30°, precipita una cantidad de vapor enormemente mayor que el mismo descenso desde 15°, y de aquí una mayor disminucion de presion y un viento tanto más fuerte. Por eso en la zona tórrida las lluvias y los vientos son más violentos que en las templadas y frias.

Prescindiendo de las causas locales y secundarias que tambien influyen en la formacion y desarrollo de los vientos ó en la modificacion de los existentes, podemos admitir tres grandes causas principales y que tienden á dominar y absorber por regla general á las demas. La desigual temperatura de las zonas ecuatoriales y polares respectivamente; la cantidad de vapor contenida en el aire; y, por último, la distribucion de los mares y continentes que determinan por sí diferencias marcadas en la reparticion de las temperaturas. Los expositores de los diferentes sistemas y teorías sobre los vientos, han dado por lo general una preferencia exclusiva sobre las demas á una causa determinada, despreciando las otras; y así se observa que un mismo fenómeno es explicado por cada autor de

diferente manera. El viento Este que casi constantemente sopla en el Océano Atlántico en el paralelo del rio de las Amazonas, lo atribuye Bourgois á la resultante de los vientos del hemisferio Norte y Sur, al paso que Hopkins le da por orígen la constante condensacion de vapor que producen las cordilleras de la América del Sur.

7. Propagacion del viento.—Resulta de todo lo dicho, que ordinariamente el viento se manifiesta por *aspiracion*, es decir, que se propaga en direccion opuesta á aquella en que sopla; Franklin observó un viento Nordeste que principió en Filadelfia á las siete de la tarde y se hizo sentir cuatro horas despues en Boston, situado al Nordeste de aquella ciudad. Pero hay otros vientos que se propagan en la misma direccion en que soplan, y se llaman vientos de *insuflacion*. El huracan del 29 de Noviembre de 1836 pasó por Lóndres á las diez de la mañana, por Amsterdam á las diez y media, por Hamburgo á las seis de la tarde y por Stettin á las nueve de la noche, siempre en el sentido en que soplaba. Se observa que los vientos polares soplan generalmente por insuflacion, al paso que los ecuatoriales se trasmiten por aspiracion. Las contracorrientes superiores son de aquella especie, lo mismo que las producidas por el aire enfriado en las montañas. En los huracanes, la trasmision se verifica en un sentido en la mitad de la zona que recorren y en sentido contrario en la otra mitad. Más adelante se vendrá en conocimiento de todas estas variedades del fenómeno.

8. Elementos que se consideran en el viento.—En el viento es necesario conocer su direccion, constituyendo la reunion de nombres que se da á las diferentes que puede tomar, lo que se llama *Rosa de los vientos.*

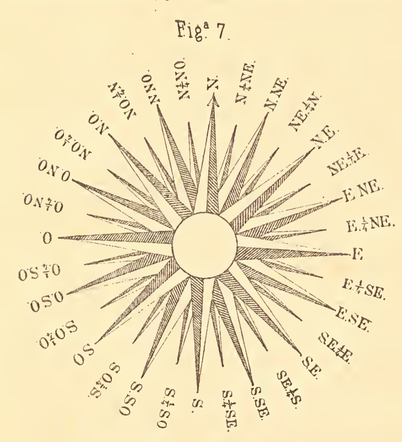
Antiguamente solo se tenian en cuenta ocho direcciones principales *vientos ó rumbos* (que todos estos nombres son admitidos); los cuatro cardinales *Norte*, *Sur*, *Este y Oeste*, y los cuatro intermedios, *Nordeste*, *Noroeste*, *Sudeste* y *Sudoeste* (a) (fig. 7.ª) Posteriormente no se consideraron suficientes estas direcciones y se intercalaron tres entre cada dos, que dividen el intervalo en cuatro partes llamadas por esta razon *cuartas*, cada una de las cuales vale 11° 15′.

El rumbo que divide en partes iguales el ángulo comprendido entre dos vientos principales, recibe el nombre de los dos contíguos, principiando

(a) La rosa de los vientos de los griegos constaba de doce rumbos.

por el viento cardinal; por ejemplo, el que cae entre el Norte y el Nordeste se le llama abreviadamente *Nor-Nordeste.* Entre el Este y el Nordeste, *Es-Nordeste*, y así de los demas. A los diez y seis restantes se les da el nombre del viento principal más inmediato, haciendo saber que se inclina al lado opuesto por medio del otro viento principal más próximo; así al que cae entre el Norte y el Nor-Nordeste, se llama *Norte*, y como se inclina una cuarta hácia el Nordeste, se agrega *un cuarto al Nordeste.*

Figª 7.



Se ve cuán imperfecta es esta nomenclatura que sólo aprecia intervalos angulares de 11° 15′; suficiente acaso en la infancia de la navegacion, es inadmisible en el dia. Además de la molestia de retener en la memoria treinta y dos nombres, aunque sencillos, el marino necesita conocer de repente la posicion relativa de todos ellos, lo cual no es tan fácil, y saber al nombrar un viento cuál es su opuesto, cuáles forman con él un ángulo recto etc. etc.: sin embargo, es tal la fuerza de la costumbre que no se ha intentado abandonar tan complicado y erróneo sistema.

La intensidad, ó la velocidad, ó fuerza, es otro de los elementos que es necesario tener en cuenta. He aquí las denominaciones que suelen darse á los vientos por los marinos y aproximadamente su velocidad:

NÚMERO DE ÓRDEN.	VELOCIDADES Por 1'' — METROS.	Por hora — MILLAS.	DENOMINACION SEGUN LOS MARINOS.
1	0,0	0	Calma chicha.
2	0,5	1	Ventolina.
3	2,1	4	Entablado galeno.
4	4,6	9	Dejuanete.
5	6,2	12	Fresquito.
6	9,2	18	Fresco (que hace tomar velas menores).
7	10,4	26	Frescachon (que hace tomar rizos).
8	20,6	40	Muy duro.
9	25,7	50	Temporal.
10	35,0	70	Tempestad.
11	46,3	90	Huracan.

Un huracan de 40 á 46 metros por 1'', no sólo arranca los árboles más gruesos, sino que es capaz de derribar los edificios construidos con la mayor solidez.

La direccion é intensidad del viento se conoce por medio de los *anemóscopos*, *anemómetros* y *anemógrafos* segun que sirven para señalarla en un momento dado (como las *gimpolas* ó *gallardetes*, *veletas*, etc.), para medirlas, ó para registrar las medidas tomadas. De los anemógrafos conocidos, el de Osler es el más sencillo, y figura en un gran número de observatorios, entre los cuales se cuenta el de Madrid.

9. Direccion é intensidad média del viento.—Uno de los datos que más interesa conocer, es lo que se denomina direccion média del viento que cada cual ha entendido á su manera; los unos toman para determinarla el número de veces que cada viento ha soplado en un año; otros el tiempo durante el cual se ha sentido, y algunos el tiempo multiplicado por la intensidad ó la velocidad, lo que equivale al espacio recorrido. Cualquiera que sea el sistema empleado, descompondremos cada viento en sus componentes tomando como ejes las líneas Norte, Sur y Este, Oeste, y la resultante dará en direccion é intensidad el viento medio. Admitiendo sólo los ocho vientos principales se deduce muy sencillamente la fórmula

de Lambert, en la cual se suponen los ángulos contados desde el N. por el E.

$$\text{Tan. } A = \frac{\Sigma\,(E-O) + \frac{1}{2}\sqrt{2}\,[\Sigma\,(NE-SO) - \Sigma\,(NO-SE)]}{\Sigma\,(N-S) + \frac{1}{2}\sqrt{2}\,[\Sigma\,(NE-SO) + \Sigma\,(NO-SE)]}$$

Σ es aquí el símbolo de suma.

Si se quisieren apreciar otros rumbos intermedios, los factores numéricos que corresponden á cada rumbo son los siguientes:

VIENTOS.

FACTORES.	DEL ESTE AL OESTE.	
1,0000	$+\Sigma$ (E — O)	
0,9808	$+\Sigma$ (E ¼ NE — O ¼ SO);	$+\Sigma$ (E ¼ SE — O ¼ NO)
0,9239	$+\Sigma$ (E. NE — O. SO);	$+\Sigma$ (E. SE. — O. NO.)
0,8315	$+\Sigma$ (NE ¼ E — SO ¼ O);	$+\Sigma$ (SE ¼ E — NO ¼ O)
0,7071	$+\Sigma$ (NE — SO);	$+\Sigma$ (SE — NO)
0,5352	$+\Sigma$ (NE ¼ N — SO ¼ S);	$+\Sigma$ (SE ¼ S — NO ¼ N)
0,3827	$+\Sigma$ (N. NE — S. SO);	$+\Sigma$ (S. SE. — N. NO)
0,1951	$+\Sigma$ (N ¼ NE — S ¼ SO);	$+\Sigma$ (S ¼ SE — N ¼ NO)
FACTORES.	**DEL NORTE AL SUR.**	
1,0000	$+\Sigma$ (N — S)	
0,9808	$+\Sigma$ (N ¼ NE — S ¼ SO);	$+\Sigma$ (N ¼ NO — S ¼ SE)
0,9239	$+\Sigma$ (N. NE. — S. SO);	$+\Sigma$ (N. NO — S. SE)
0,8315	$+\Sigma$ (NE ¼ N — SO ¼ S);	$+\Sigma$ (NO ¼ N — SE ¼ S)
0,7071	$+\Sigma$ (NE — SO);	$+\Sigma$ (NO — SE)
0,5352	$+\Sigma$ (NE ¼ E — SO ¼ O);	$+\Sigma$ (NO ¼ O — SE ¼ E)
0,3827	$+\Sigma$ (E. NE — O. SO);	$+\Sigma$ (O. NO — E. SE)
0,1951	$+\Sigma$ (E ¼ NE — O ¼ SO);	$+\Sigma$ (O ¼ NO — E ¼ SE)

De las tres maneras de medir la direccion é intensidad média del viento, la única exacta es la última que tiene en cuenta los dos elementos, el tiempo y la fuerza; y sólo así se obtiene la masa de aire trasladada y la direccion en que lo ha sido durante el tiempo que comprende la observacion.

Al anemógrafo de Whewell (a) da inmediatamente el espacio total recorrido por cada viento, y por lo tanto la velocidad média; basta para ello medir la línea trazada por el aparato. En el de Osler está dada por una área, cuyas abscisas son los tiempos, y las velocidades ó la fuerza del viento, las ordenadas. Para determinar gráficamente la direccion média del viento, basta formar el polígono de las componentes, cuidando, para simplificar la operacion, de sumar algebráicamente todas las que corresponden á un rumbo ó á su opuesto, lo cual es muy fácil en el de Whewell. Algunos anemógrafos llevan aparatos especiales que dan directamente los términos medios.

Aunque más inexacto para la determinacion del término medio, el método empleado generalmente es el de contar el número de veces que un viento ha soplado en la localidad elegida, lo cual supone que la intensidad y la duracion média han sido las mismas para todos. Hé aquí el cuadro que Kaemtz ha deducido para los paises de la zona templada, tomando entre mil el número de veces que á cada viento corresponden.

PAISES.	DIRECCION MÉDIA.	FUERZA.	RELACION DE LOS VIENTOS DE OESTE Á LOS DEL ESTE.	RELACION DE LOS VIENTOS DEL SUR Á LOS DEL NORTE.
Inglaterra.	S. 60° O	1,98	1,77	1,33
Francia y Bélgica. .	S. 88° O	1,33	1,52	1,03
Alemania.	S. 76° O	1,77	1,69	1,18
Dinamarca..	S. 62° O	1,70	1,54	1,31
Suecia.	S. 50° O	2,00	1,61	1,44
Rusia y Hungría.. .	N. 87° O	1,67	1,66	0,97
América del Norte.	S. 86° O	1,82	1,86	1,01

Vemos que para la zona templada del hemisferio boreal (áun aplicando el método ménos exacto) la direccion média oscila entre el Sud-

(a) Véanse los apéndices.

oeste y el Oeste, conforme á la ley que en otro lugar deduciremos; resultado que hubiera sido más aproximado al verdadero, teniendo en cuenta la velocidad y la duracion del viento en cada rumbo.

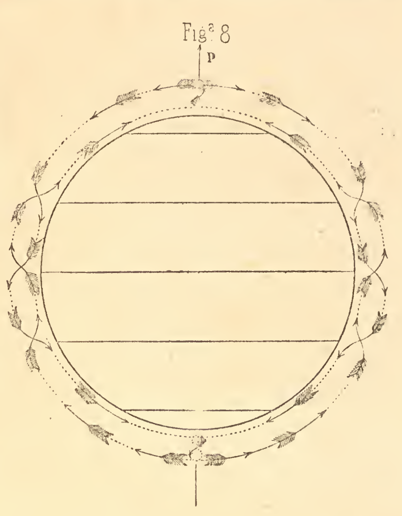
10. Clasificacion de los vientos.—Los vientos se dividen en dos grupos; *regulares* y *variables:* los regulares se subdividen á su vez en *constantes* y *periódicos.* Los constantes son aquellos que en una localidad soplan siempre en la misma direccion, y rara vez son perturbados radicalmente en su marcha; tales son los *alisios*, vientos constantes que en las zonas intertropicales soplan del Nordeste en el hemisferio boreal y del Sudoeste en el austral. Los *monzones*, que en el mar de la India, por ejemplo, soplan hácia tierra desde Marzo á Setiembre y en direccion del mar en el resto del año, son vientos *periódicos.* La explicacion de estos vientos exige ciertas consideraciones que vamos á exponer someramente.

Los vientos regulares provienen de causas generales independientes de las condiciones locales, y tienden por lo tanto á absorberlas, predominando al fin y al cabo. Tambien se desarrollan de una manera más marcada y persistente en los puntos en que las causas tienen su orígen: así sucede en la zona tórrida, donde se presentan las temperaturas más elevadas, y en los mares del Sur donde los continentes tienen ménos desarrollo que en el hemisferio boreal. Estos vientos generales forman parte de la circulacion atmosférica.

11. Circulacion atmosférica.—Maury fué el primero que de una manera general expuso un sistema de vientos y de circulacion del aire alrededor de la tierra; teoría que desde entónces, convenientemente rectificada, es la que ha prevalecido. Principiaremos por enumerar los hechos relativos á la circulacion y luego entraremos en la explicacion de ellos. Supongamos en el polo Norte *P* (fig. 8.) una molécula de aire moviéndose en la corriente superior en direccion al polo Sur: del encuentro de esta corriente, con la que en sentido contrario viene del Ecuador, resulta una calma en la línea de los trópicos que la hace descender. La molécula continúa en la corriente inferior moviéndose en el mismo sentido, acudiendo al Ecuador por la elevacion de temperatura en la zona tórrida. Al llegar á este círculo se eleva, continúa por la parte superior hasta el trópico de Capricornio, donde encuentra la corriente polar del Sur, que la obliga á descender, marchando en este hemisferio hasta el polo: allí asciende de nue-

vo, sigue la corriente superior y llega al polo Norte de la misma manera que de éste habia pasado al polo Sur.

La rotacion de la tierra modifica la direccion que lleva la corriente general en el sentido de los meridianos, torciéndola hácia los paralelos. Supongamos una molécula de aire trasladada de un paralelo á otro: la velocidad con que llega al segundo paralelo no es la de los objetos y la del aire que en él se encuentran; debe, pues, ejercer sobre ellos una impresion equivalente á la diferencia de las velocidades ó á la velocidad relativa, actuando en el mismo sentido de la rotacion de la tierra, si se traslada de una latitud menor á otra mayor, y en sentido opuesto cuando se verifica lo contrario. El viento será, pues, la resultante de las dos componentes, y tomará una direccion Nordeste entre el Ecuador y el trópico de Cáncer, constituyendo el alisio del Norte, y Sudoeste entre el trópico y el polo Norte. Tambien observaremos que la diferencia de los paralelos, aumentando más rápidamente cerca del polo, hácia él será tambien más marcada la inclinacion respecto de los meridianos, produciéndose un remolino que arrastra las moléculas del aire, haciéndolas elevarse y dando orígen á la corriente inferior en direccion al polo.



Esta teoría es bastante conforme con los hechos. Se observan, en

efecto, las tres fajas de calmas de que hicimos ántes mencion, y la masa de aire trasportada por las corrientes inferiores es del Nordeste para la zona intertropical del hemisferio boreal y del Sudeste para la del Sur; y del Sudoeste y Noroeste respectivamente para las templadas de cada hemisferio.

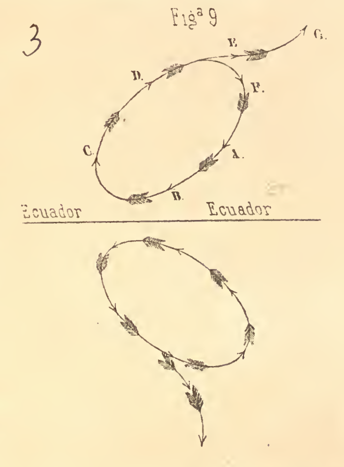
Esta corriente inferior y la contracorriente superior, no siempre se manifiestan aisladas; especialmente en épocas de variaciones atmosféricas suelen desarrollarse otras secundarias, viéndose marchar las nubes en distintas direcciones [6] formando ángulos diversos; los aeronautas han atravesado en sus ascensiones hasta cuatro corrientes simultáneas superpuestas y en direcciones encontradas.

Las corrientes inferiores han sido mejor y más completamente estudiadas que las superiores; algunos han llegado hasta negar estas últimas como resultado de la circulacion atmosférica, y ponen en duda la exactitud de los hechos. Son infinitos los que en confirmacion de lo expuesto, podriamos citar: como ejemplo, bastan los siguientes: En las Barbadas se han visto caer, llevadas por la corriente superior, las cenizas del volcan de San Vicente. En 1833, las del volcan de Coseguina, en Guatemala, han caido en la Jamáica en tal abundancia, que durante muchos dias reinó en la ciudad una oscuridad completa. Y por último, en el pico de Tenerife soplan vientos del Oeste, miéntras que al pié se hacen sentir los del Este.

Aunque la teoría de Maury satisface á la explicacion de los hechos, no está exenta de objeciones en sus detalles; se tropieza en seguida con la dificultad de hacer circular las mismas moléculas de aire alrededor de todo el globo. Se comprende que la tendencia de la corriente cerca del Ecuador sea el dirigirse hácia este círculo, así como el remolino de los polos llamará hácia sí la corriente de las zonas templadas; pero no se ve la necesidad de mezclar y cruzar unas corrientes con otras; pudiendo suceder que algunas moléculas sean arrastradas en otra corriente ó que no salgan de aquella á que pertenecen.

En la zona de calmas, motivada por el aire que cargado de humedad se eleva en las regiones ecuatoriales [6], se produce por el enfriamiento del mismo, nubes y lluvias abundantísimas que templan lo ardiente del clima en aquellas latitudes. Al mismo tiempo, esta zona, donde se encuentran los vientos contrarios de los hemisferios Norte y Sur, es zona de tempestades y huracanes que los navegantes procuran evitar.

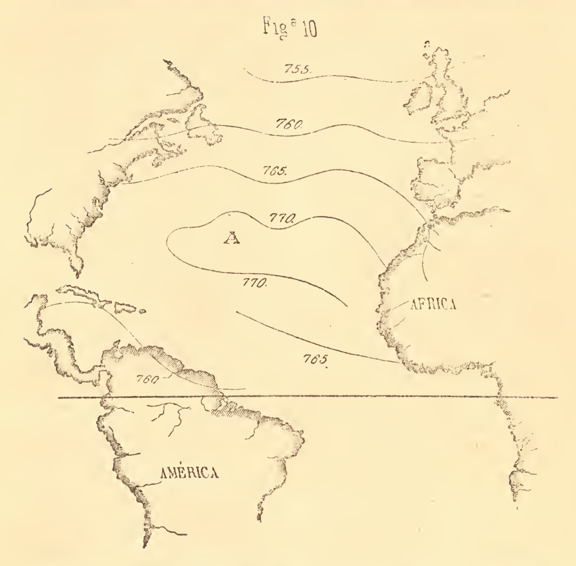
Veamos con esta correccion cómo es admisible la teoría de Maury y su desarrollo. Digimos [6] que el aire en contacto con la superficie terrestre se eleva en la zona tórrida dilatándose y enfriándose hasta adquirir el equilibrio de temperatura y presion con las capas atmosféricas en que se encuentre; pero su poder ascensional las eleva á una altura mayor, de la cual descienden, haciendo refluir las masas laterales en sentido contrario. Al mismo tiempo, el vacio formado por el aire que acude al ecuador, es llenado lateral y verticalmente por las masas contiguas; las capas superiores descienden á su vez más ó ménos rápidamente, segun la fuerza de absorcion y la resistencia que opongan las inferiores, cerrándose el circuito á mayor ó menor distancia con arreglo al tiro. Por la rotacion de la tierra que modifica esta marcha, el viento llega al ecuador en una direccion oblícua (fig. 9). En este punto asciende, segun la rama *B C*, y entra en la contracorriente que progresivamente se desvia hácia el Nordeste, descendiendo desde *D* á *E* para cerrar el circuito.



Marié Davy con otros meteorologistas, suponen que en *E* la corriente se bifurca continuando una parte de ella en nuestras latitudes, bajo la forma de un viento Sudoeste; pero Bourgois no admite ni se explica semejante hipótesis; encuentra más natural atribuir estos dos vientos á un centro de presion máxima *A* que se observa ordinariamente hácia el paralelo de 30° (fig. 10), y que hace correr las masas de aire en dos sentidos opuestos, hácia el ecuador y hácia los polos. Pero ¿qué determina este centro de presion máxima? Bourgois nada dice, y en rigor no debe tomarse como una regla constante, ni la existencia de este centro de presion máxi-

ma ni la direccion general de los vientos del Sudoeste en nuestras latitudes.

El descenso de la corriente superior ha sido atribuida por algunos á la menor seccion que presentan los meridianos, y aunque esta causa no esté suficientemente probada, no son, sin embargo, fundadas las razones que para negar su influencia han aducido varios meteorologistas. Una de ellas



se funda en el mayor ancho que adquiere la corriente por la inclinacion progresiva hácia el Este, separándose de los meridianos; aumento ilusorio, pues á pesar de esta inclinacion, la corriente estrecha cada vez más. Un aumento en la velocidad no puede suplir la disminucion de seccion, porque la velocidad dependerá de otros elementos, principalmente de las diferencias de presion, y las resistencias tenderán siempre, análogamente á lo que sucede en las corrientes de agua, á amortiguar toda aceleracion en el movimiento.

Bourgois impugna la teoría de Maury; niega la existencia de la region de calmas en el ecuador, y por el contrario, afirma que los vientos allí reinantes son constantemente del Este, como resultante de los alisios de los hemisferios Norte y Sur. Supone que el choque de las dos corrientes no se verifica normalmente al ecuador, sino en una direccion oblícua. La molécula, dice, que viene del Norte, se va inclinando cada vez más en el sentido del ecuador, acumulándose las oblicuidades que toma el viento al pasar por diferentes paralelos (1). Esta inclinacion no aumenta indefinidamente y hasta puede tambien disminuir. 1.° Porque dependiendo la trayectoria descrita por la molécula sobre la superficie terrestre, entre otras causas del rozamiento de las capas de aire, resulta un límite inferior al marcado por la direccion Este, Oeste (2). 2.° Porque el razonamiento y otras resistencias análogas que se desarrollan en el movimiento de los flúidos, destruyen las fuerzas aceleratrices que obran en el sentido de los meridianos por la diferencia de presiones, y en el de los paralelos por la diferencia de velocidades, pudiendo en rigor permanecer la direccion constante, si ambas fuerzas aceleratrices conservan la misma relacion. Sea de esto lo que fuese, como las corrientes se elevarán forzosamente en la proximidad del ecuador, podrá suceder reine la resultante en las altas regiones y se conserve la calma en las inferiores.

12. Monzones.—Los vientos alisios sólo se manifiestan de una manera permanente en las bajas latitudes y en alta mar léjos de la accion perturbadora de los continentes, los cuales modifican la direccion de las corrientes. Digimos [11] que los alisios de los dos hemisferios estaban separados por una zona de calmas; esta zona no es invariable ni se ex-

(1) Hacemos observar que, si bien para las primeras moléculas el viento corta normalmente al ecuador porque las masas de aire provienen de paralelos próximos á él, no sucede lo mismo cuando la circulacion se encuentra establecida y el viento entablado, ó cuando las masas de aire llegan al ecuador desde paralelos lejanos.

(2) Para conocer los valores de los ángulos que con el meridiano forma la trayectoria descrita por la molécula, contados desde el punto de partida, supondremos al observador mirando al polo ó al ecuador, segun la procedencia del viento ecuatorial ó polar. Los ángulos se cuentan en el sentido directo de las rotaciones, esto es, siempre de izquierda á derecha. Llamemos α al ángulo del viento con el meridiano en el punto de partida; l y λ las latitudes de partida y de llegada, y V la velocidad en el punto de partida.

$$\text{Tan. } \theta \begin{cases} = \text{Tan. } \alpha + \dfrac{462{,}97}{V \cos. \alpha} \text{ sen. } \frac{1}{2}(\lambda - l) \text{ sen. } \frac{1}{2}(\lambda + l) \text{ alejándose del} \\ = \text{Tan. } \alpha + \dfrac{462{,}97}{V \cos. \alpha} \text{ sen. } \frac{1}{2}(l - \lambda) \text{ sen. } \frac{1}{2}(l + \lambda) \text{ acercándose al} \end{cases} \text{Ecuador.}$$

tiende paralelamente al ecuador; la distribucion de los continentes hace que afecte una forma irregular, penetrando generalmente hácia el Norte. El punto más setentrional de la zona de calmas nunca baja del segundo grado de latitud y llega hasta el 13°: el ancho de la faja de dos grados en Diciembre, sube á 9°-45′ en Agosto. Estos cambios dependen de la marcha del sol, remontándose la zona de calmas más al Norte cuando aquel astro se acerca á nuestro hemisferio, y retrocediendo cuando el sol marcha en direccion del polo austral; pero siempre penetrando muy poco en este hemisferio. De aquí resulta que los alisios del Sur [11] al penetrar en el hemisferio Norte se inclinan por la rotacion de la tierra hácia el Noroeste, luego al Norte y áun al Nordeste: la reparticion de los continentes contribuye tambien á modificar la direccion primitiva. Como la distancia entre las posiciones extremas de la zona de calmas no es la misma, la region de los monzones será más ó ménos extensa, y su máxima anchura corresponde principalmente al mar de la India.

Hé aquí la marcha de los vientos, debida á la combinacion de estas causas. Cuando el sol se acerca durante el verano á los grandes continentes del hemisferio Norte, haciendo avanzar en aquel sentido la zona de calmas, se calientan más que los mares contiguos (cuya temperatura oscila ménos alrededor de la média), y se desarrolla una corriente hácia los continentes, que cambia, cuando por alejarse el sol de ellos, se enfrian, calentándose á su vez los continentes de la parte Sur. Estos cambios no suceden á la vez en todos los puntos, sino sucesivamente, propagándose como las ondulaciones en el mar. Tampoco se verifica el cambio en el momento de equilibrarse la temperatura entre los mares y los continentes, porque en virtud de la fuerza adquirida, tarda cierto tiempo en amortiguarse la agitacion y establecerse en sentido opuesto la corriente. Esta época de transicion no es de calma, pues (análogamente á lo que digimos de los alisios) [11], reinan corrientes encontradas y se empeña una lucha, en la cual vence el monzon, que llega al fin á dominar de una manera estable. Los ciclones ó tornados, de que más tarde nos ocuparemos, se forman en estas épocas y latitudes. Es evidente que cuando reine el monzon de mar, la estacion será de lluvias, y cuando sea de tierra la estacion se presentará seca. Los etesios del Mediterráneo, los virazones y terrales pertenecen al género de los monzones de la India.

13. Impugnacion de Saiguey á la teoría de los vientos regulares.—Saiguey

ha impugnado la explicacion dada de los vientos alisios, diciendo que segun ella debieran hacerse más sensibles en la zona templada que en la tórrida, donde la disminucion de temperatura en el sentido vertical es ménos rápida, y en la cual la variacion en la velocidad de rotacion disminuye tambien más lentamente. A esto se puede contestar que la mayor cantidad de vapor de agua que lleva el aire en la zona tórrida, le da una mayor fuerza ascensional y mayor energía á la condensacion. Los vientos regulares deben ademas ser notablemente modificados en la zona templada del Norte, donde predominan los continentes y por consiguiente las causas de perturbacion. En cuanto á la relacion de las velocidades en los diversos paralelos, si bien es menor cerca del ecuador, no sucede lo mismo con las acumuladas, siendo tanto mayor la inclinacion cuanto mayor distancia recorra el viento.

Saiguey propone la misma explicacion para todos los vientos regulares, incluyendo á los alisios entre los monzones. Considera un continente como compuesto de várias mesetas escalonadas: cuando el aire que corresponde encima de una de ellas se dilata por calentarse el suelo sobre el cual descansa, vierte, al enfriarse en las regiones elevadas, sobre la meseta contigua, produciendo una corriente en un sentido, y otra contraria cuando se enfria. Esto no explica, sin embargo, los alisios que se observan principalmente á grandes distancias de los continentes, en puntos donde no puede aplicarse la teoría de las mesetas.

14. Virazones y terrales.—Aunque en menor escala y haciéndose sentir á menor distancia de la costa, los *terrales* y *virazones* tienen el mismo orígen que los monzones. En algunos puntos de nuestras costas, especialmente en el Mediterráneo y costa de Cádiz, el viento sopla normalmente á ella, siendo Sur en el Golfo de Almería; Sudeste en el de Vera; Este en el de Valencia; Sudoeste dentro de la bahía de Palma y del golfo de Huelva; Oeste Sudoeste en la de Cádiz, y Nordeste á Norte en la costa de Argelia. Principia de nueve á diez de la mañana, y su mayor fuerza es desde las doce á las dos de la tarde; pasada esta hora declina hasta quedar en calma al anochecer. Sale luego el terral, que va aumentando en fuerza hasta la madrugada y desde entónces declina hasta quedarse en calma poco ántes de las nueve de la mañana. Tambien su direccion se modifica siguiendo el curso del sol y describiendo un círculo completo en veinticuatro horas. Al que sopla de afuera y durante el dia se le llama *virazon*, *viento marero*,

brisa de mar, y al de la noche, *terral ó brisa de tierra*. Estos vientos reinan simultáneamente con los ordinarios que soplan por fuera de la costa, y á muy corta distancia de ella. Cuando estos son muy fuertes, los virazones y los terrales desaparecen y son absorbidos por ellos; pero siempre los últimos ejercen alguna influencia, modificándolos y haciendo que llamen á fuera durante el dia, y á tierra durante la noche. Estos mismos fenómenos se observan en las costas del Océano, y son muy marcados en algunas rias de Galicia.

Los terrales tienen una grande importancia en la navegacion, y la costera ó de cabotaje está basada en ellos casi exclusivamente. Generalmente salen los buques de noche, y al rayar el dia, entran en un puerto inmediato para dejar parte de la carga que llevan, tomar otra y continuar á la noche siguiente su viaje. Tambien cuando los que soplan afuera no favorecen la salida de un buque, son los terrales, muy importantes en ciertas localidades para salir del puerto ayudados por ellos, y con su auxilio, ponerse en franquía de los bajos, tierras ó puntas salientes de la costa, venciendo los obstáculos que á su marcha se opongan para continuar luego la navegacion con los que reinen.

Por último, en las montañas existen corrientes ascendentes durante el dia y descendentes durante la noche. Al amanecer, las partes más elevadas de las montañas calentadas por la accion de los rayos solares, determinan una corriente ascendente; pero á medida que el sol sube sobre el horizonte y los valles van aumentando de temperatura, el aire frio de las montañas desciende; y cuando la llanura se va enfriando, la corriente se establece otra vez en sentido inverso. Estos vientos son muy variables y dependen de la topografía del terreno, de las estaciones y otras circunstancias, haciéndose sentir con grande intensidad en el interior de los valles y gargantas estrechas, y siendo más lentos en trasmitirse á las llanuras ó cuencas generales de los valles.

15. VIENTOS VARIABLES.—Todos los vientos regulares se anulan en las grandes tempestades ó cuando mayores perturbaciones de la atmósfera absorben las pequeñas oscilaciones del estado de equilibrio. En las zonas templadas predominan los vientos *variables*, llamados así porque no están sujetos á una ley marcada como los que comprende la seccion anterior. Sin embargo, no dejan de seguir ciertas reglas en su desarrollo, que pocas veces quebrantan, siendo, cuando esto sucede, una señal (como la bajada

del barómetro) ó de próximas perturbaciones atmosféricas ó de persistencia en las que hubiese. La ley que predomina es la de las rotaciones; directa para el hemisferio Norte (esto es, del Norte por el Este y Sur al Oeste, siempre de izquierda á derecha) é inversa (de Norte por el Oeste al Sur) en el hemisferio austral. En general, los vientos de segundo y tercer cuadrante, llamados ecuatoriales, serán en Europa sucios; pues el aire caliente de los trópicos cargado de vapor de agua, lo abandona al enfriarse en las tierras de Europa. Por el contrario, son claros y despejan la atmósfera los vientos polares ó del primero y cuarto cuadrantes. Las circunstancias locales modifican estas indicaciones generales; así por ejemplo, en la costa del Norte de España los vientos Sures (del Sur al Sudoeste) sucios en la parte de Galicia y áun de Astúrias, van aclarando en las provincias de Santander y Vascongadas, porque han recorrido una extension mayor de tierra y de mayor elevacion, sobre la cual precipitaron el agua que contenian en forma de vapor.

16. Ley de Dove.—La ley de rotacion que, segun Dove, predomina en nuestro hemisferio, es la directa. Este autor admite sólo dos corrientes radicales, siendo las demas derivaciones suyas; la fria, que en nuestro hemisferio baja del Norte, y la cálida que sube de los trópicos. Segun domine la una ó la otra por circunstancias no muy bien conocidas hasta el dia, un mismo punto se encontrará bajo la influencia de esta ó de aquella corriente. La corriente polar, ocupando entre dos meridianos secciones más anchas á medida que se acerca al ecuador, disminuye su velocidad, se hace más seca por el aumento de temperatura y su dilatacion. Por el contrario, la corriente ecuatorial se estrecha al acercarse al polo, y aumentando de intensidad da orígen á los golpes de viento del Sudoeste, tan frecuentes en nuestras latitudes. Cálidos y cargados de la humedad que abandonan al enfriarse y condensarse, son los que traen las grandes lluvias orígen de las inundaciones, cuyo remedio en vano se ha pretendido buscar en las localidades víctimas del siniestro.

La rotacion de la tierra hace que las corrientes se desvien de esta direccion [11]; la corriente ecuatorial gira del Sur por el Sudoeste hácia el Oeste, al paso que la polar lo verifica del Norte por el Nordeste al Este. Por eso al Sudoeste y Nordeste los llama Dove *polos del viento*. Este giro no es indefinido; dura hasta que la causa orígen del viento en un punto actua en él de una manera constante. En efecto, cuando la corriente

obra por aspiracion, las masas de aire contiguas al observador se dirigen á él en la direccion próximamente Norte-Sur; las siguientes, más distantes, llegan con una pequeña inclinacion del Nordeste ó Sudoeste, segun sea polar ó ecuatorial la corriente, y sigue esta girando cada vez más en el sentido directo, hasta que, trascurrido tiempo bastante para que entren en circulacion las del punto extremo de donde procede el viento, se establece el régimen, y la direccion de aquel se hace constante.

Los vientos del segundo y cuarto cuadrantes son el resultado de los otros dos. Establecida la corriente polar, su tránsito á la ecuatorial se verifica continuando el giro en el sentido directo por el Este y el Sudeste.

En efecto, la componente de la corriente polar disminuye en intensidad, al paso que la ecuatorial aumenta progresivamente; el ángulo que ésta forma con la anterior aumenta tambien con el giro, y por todas estas razones reunidas, la corriente gira hácia el Sur. En igual forma se verifica el tránsito á la corriente polar, girando por el Oeste y Noroeste al Norte. Si pasado el Oeste, el giro cambia, es señal de debilitarse la corriente polar y predominar la ecuatorial; por eso, un retroceso en el viento es señal de arreciar el temporal á causa del predominio de los vientos ecuatoriales. Vemos pues que el giro normal es para el hemisferio Norte en sentido directo.

El paso de la corriente ecuatorial á la polar se verifica en una zona extensa, dentro de la cual reobran las dos corrientes, dando resultantes intermedias de los vientos que las originan. La sustitucion, segun Marié Davy, de la corriente polar á la ecuatorial, avanza progresivamente del Norte al Sur, y en direccion opuesta la ecuatorial cuando se sustituye á la polar. En el sentido vertical, la polar se propaga desde las capas inferiores á las superiores, mientras que la sustitucion de la corriente ecuatorial por la polar principia en los capas superiores, con arreglo á la diferente densidad de las corrientes. Por lo que toca á nosotros no creemos pueda establecerse esta regla general.

Esta teoría es insuficiente para explicar en todas sus partes los variados accidentes que presenta el viento; los adelantos recientes de la meteorología han demostrado que el mayor número de las grandes tempestades del globo tienen un orígen rotatorio, y por eso daremos alguna más extension al estudio de esta clase de meteoros.

17. Ciclones. — En las regiones intertropicales reinan tempestades de

movimiento rotatorio, que reciben el nombre de *ciclones*, *tornados*, *tifones ó baguios*, segun la localidad, y tambien de *huracanes*. Su violencia es prodigiosa; el mar aparece debajo de su centro como una inmensa caldera de agua hirviendo, de donde parten en distintas direcciones grupos de enormes olas que cubren una inmensa superficie. Su rápido movimiento giratorio levanta del mar los cuerpos que encuentra al paso, y es orígen de las *mangueras* ó *trombas marinas*. En tierra arrasan hasta las construcciones más sólidas, y en Guadalupe se han visto piezas de madera clavadas un metro en una carretera recien construida, y cuyo firme estaba consolidado por un tránsito continuado.

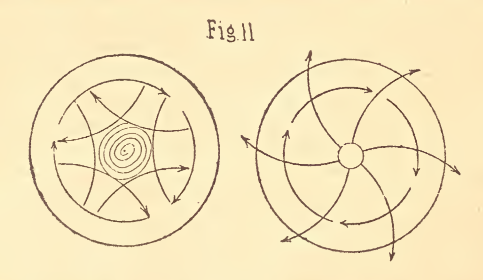
Tambien en las altas latitudes se denominan huracanes á los golpes de viento que soplan con violencia en una direccion dada; la del Norte para el hemisferio boreal.

Los ciclones, meteoros puramente locales, y que hace poco tiempo carecian de importancia, como no fuese para los navegantes expuestos á encontrarlos en las latitudes donde se desarrollan, han tomado una grande extension en la meteorología moderna, desde que el estudio de las curvas isobáricas ha permitido seguir la marcha de aquellos meteoros desde su orígen hasta su completa desaparicion. Un ciclon lo compone una masa de aire dotada de un movimiento giratorio, cuya velocidad angular aumenta á medida que nos acercamos al centro. La velocidad absoluta varía tambien, pero creciendo, á partir del centro, hasta una cierta distancia de él, para disminuir desde allí hasta el límite del ciclon. Estos meteoros provienen ordinariamente del choque de dos corrientes encontradas: la polar y la ecuatorial, y de los remolinos que se forman en su lucha dentro de las zonas de las calmas intertropicales donde se desarrollan movimientos irregulares. Su giro es siempre en el mismo sentido: inverso ó de derecha á izquierda en el hemisferio Norte, y directo en el Sur. En lo que sigue nos referiremos siempre como hasta aquí á nuestro hemisferio; pues basta invertir la rotacion cuando queramos hacer aplicacion al hemisferio opuesto.

¿Cuál es el orígen de los ciclones y de su rotacion constante en un sentido determinado? Muy poco se sabe respecto de esto; Dove señala várias causas al orígen de dichos meteoros. Si como ántes hemos expuesto [12], el alisio del hemisferio Sur penetra bajo la forma de monzon en el hemisferio Norte cuando reina con fuerza el alisio de este hemisferio, el obstáculo opuesto por el monzon obliga á la corriente del alisio á desviarse

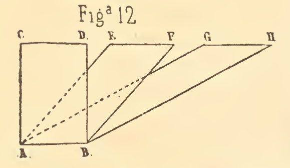
formando un remolino, cuyo giro es en sentido inverso. Otras causas son, el cruce ó encuentro del contraalisio con el alisio inferior: las corrientes laterales opuestas que originan la configuracion de los continentes, etc. etc.

Taylor, Ferrel y últimamente Bourgois, explican de la manera siguiente el giro de los ciclones: Cuando se establece un centro de máxima ó de mínima presion (fig. 11), el aire es lanzado fuera ó atraido hácia él segun



el caso. Como estas masas de aire van á distintas latitudes ó vienen de ellas, la rotacion de la tierra las separa de su direccion primitiva y toman movimientos oblícuos que, continuándose por el encuentro de unos filetes flúidos con otros, producen un movimiento de rotacion, directo en el primer caso é inverso en el segundo. Esta explicacion, suficiente para las borrascas de movimiento giratorio que se desarrollan en nuestras latitudes y en las polares, no parece tan satisfactoria tratándose de los huracanes intertropicales; aquellos ocupan grandes extensiones, y las diferencias en latitud son suficientemente marcadas para que el desvio influya en la rotacion, agregándose á ello que los paralelos varían más rápidamente á medida que las latitudes son más altas. Los huracanes de las Antillas, por el contrario, ocupan una pequeña extension en latitud; las variaciones de los paralelos son tambien poco marcadas y el movimiento de rotacion extraordinariamente rápido. No nos atrevemos sin embargo á rechazar esta explicacion, porque la causa señalada pudiera ser la determinante del sentido del movimiento, pues las masas de aire que se precipitan al centro donde falta la presion, deben dar orígen á remolinos, cuya direccion constante la determine el movimiento de rotacion de la tierra.

Dove explica de la siguiente manera el movimiento rotatorio de los ciclones. Si una masa de aire *A B C D* (fig. 12) avanza en el sentido de los meridianos de Sur á Norte en nuestro hemisferio, su tendencia, por la rotacion de la tierra, es inclinarse hácia el Este, siguiendo la direccion *A G B H;* pero hácia *B D* las partículas de aire encuentran otras, girando con ménos velocidad que la suya, y que tienden á retardar su movimiento, y por eso toman la direccion intermedia *B F*. Las demas moléculas de *A D* encuentran en su marcha otras procedentes de puntos cuyas velocidades son las mismas que la suya, y no son detenidas ni separadas de su direccion *A G*. De esta manera los diferentes filetes de la corriente se cortan, tendiendo á producir un giro en sentido inverso. Cuanto mayor sea la resistencia opuesta, ménos se separará la masa de aire de su primitiva direccion *B D*, y con más violencia girará, al paso que su progreso será lento y su diámetro variará poco. Esto sucede en la zona de los alisios, donde encuentra la atmósfera moviéndose de Nordeste á Sudoeste, es decir, en direccion opuesta; al paso que cuando llega á las regiones templadas, la corriente general es de Sudoeste á Nordeste, ó en el sentido mismo del movimiento. Al llegar á esta zona, el ciclon avanzará rápidamente, su violencia disminuirá, aumentando al propio tiempo su diámetro. Esta explicacion tiene los mismos grados de probabilidad que la anterior; su autor no le presta gran confianza cuando supone que, siendo tan múltiples y puramente locales las causas que originan los ciclones, no hay motivo fundado para afirmar sea el movimiento en el mismo sentido para todos; y cuando da por sentado que los ciclones que proceden de las altas latitudes y bajan á las nuestras son de movimiento directo, es decir, contrario de lo que resultaria aplicando un raciocinio análogo al empleado para aplicar los ciclones de la zona tórrida.



No se deben comprender en esta ley general de giro, los remolinos ó torbellinos producidos en el viento por circunstancias locales; las trombas marinas, por ejemplo, se presentan con frecuencia en número considerable, girando simultáneamente en distintos sentidos.

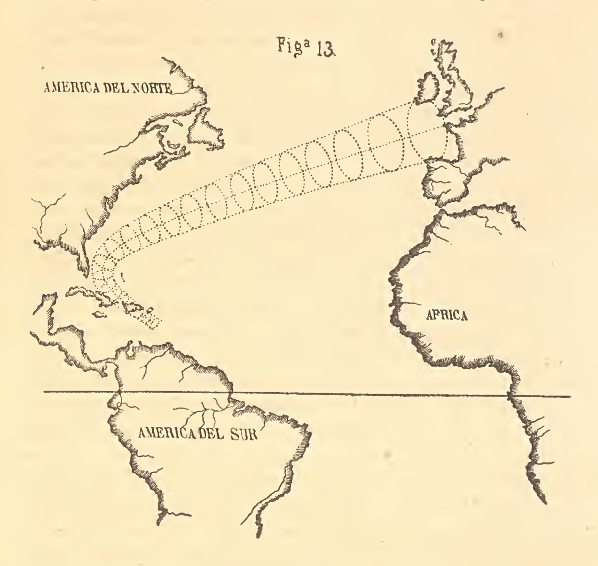
18. Marcha de los ciclones.—Un ciclon formado en la zona de calmas

tiene un pequeño diámetro en su orígen: generalmente varía entre 250 y 400 kilómetros; pero á medida que la duracion se prolonga, hace entrar en su esfera de accion mayor masa de aire; su diámetro aumenta hasta 1.500 y 2.000 kilómetros, al paso que la velocidad de rotacion disminuye; y sin embargo, es áun tan grande, que la absoluta suele llegar á 200 ó 250 kilómetros por hora.

Estos ciclones tienen ademas del movimiento de rotacion de que está animada toda la masa de aire, otro que hace que se traslade ésta lentamente al principio, con una velocidad variable entre 15 y 45 kilómetros por hora para los más rápidos; velocidad que en el Océano de la India no pasa de 4 á 8 kilómetros, aunque aumenta progresivamente en latitudes más elevadas. La marcha que siguen los ciclones que proceden del ecuador, es casi siempre la misma, y no difiere de la corriente general de la atmósfera [11 y 12]. Principian marchando en la direccion Noroeste del alisio del Sur; direccion que se modifica por la rotacion de la tierra, inclinándose hácia el Norte y luego al Nordeste, en el sentido del contraalisio del Norte (fig. 13), y esto de una manera tanto más marcada cuanto más se comunica el movimiento del ciclon á las capas superiores. Pasado el trópico, en donde el contraalisio ha descendido, el ciclon es arrastrado por él y llevado hasta las altas latitudes del polo Norte. La trayectoria que describe puede asimilarse en proyeccion sobre una carta á una parábola, cuyo eje ocupa próximamente el paralelo de la Florida, siguiendo la misma direccion de la corriente de Golfo, á quien se atribuye por algunos una marcada influencia en la formacion de estas borrascas. Las que se originan en el polo y bajan á nuestras latitudes, principian marchando de Oeste á Este; pero á medida que descienden en latitud se van inclinando hácia el Sur.

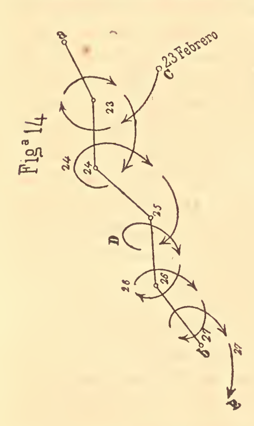
La marcha anterior es la descrita por Marié Davy; porque Bourgois, conforme con su teoría [11], niega que los ciclones de las zonas intertropicales salgan de ella; cuestion de hecho fácil de comprobar. Dove, si no de una manera tan absoluta, cree tambien que la mayor parte de estos meteoros no salen de la zona tórrida, y les niega el carácter de generalidad que algunos meteorologistas les han atribuido. Es un caso particular, dice, del movimiento de la atmósfera entre los variados que puede efectuar, y gran número de borrascas proceden en nuestras latitudes de choques y luchas de corrientes encontradas.

Los movimientos combinados de giro y traslacion de los ciclones, dan para cada molécula una resultante variable de intensidad y direccion, que expresa en cada punto y en cada instante la fuerza y marcha del



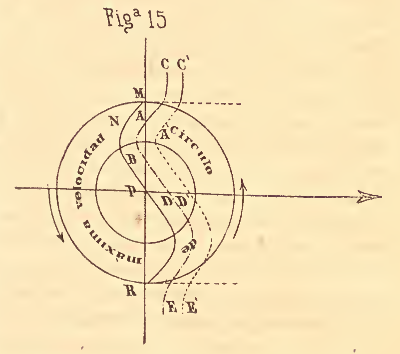
viento. Dentro del remolino ó fuera de él, hay puntos reales ó imaginarios, en que la velocidad de traslacion es igual y directamente opuesta á la de rotacion. Aquellos puntos serian los centros instantáneos de rotacion, si la velocidad angular de todas las moléculas fuese la misma, como sucede por ejemplo en un disco, cuyos puntos están invariablemente unidos. En semejante caso, las moléculas describirian epicicloides, ya alargadas ó acortadas, segun que se encontrasen fuera ó dentro del círculo generador. En realidad no sucede esto rigorosamente, ya porque la velocidad angular es diferente para distancias variables al centro del ciclon, ya porque varían con el tiempo las velocidades de rotacion y de trasla-

cion. Sin embargo, las curvas descritas son muy parecidas en su forma á las epicicloides, como puede verse en la fig. 14, que representa la derrota del bergantin *Cárlos Headle* desde el 23 de Febrero de 1845 hasta el 27. Dicho buque salió de la isla Mauricio el 21 con direccion al Norte, cuando fué sorprendido por un ciclon que le obligó á marchar al Sur, siguiendo la curva *C D E*. La línea *a b* representa las posiciones sucesivas del centro del ciclon durante la borrasca.



La velocidad absoluta de rotacion varía desde cero en el centro hasta un máximo en un punto más ó ménos cerca del borde, para disminuir desde allí hasta el límite del ciclon; por eso debemos considerar varios casos:

Primero. Que la velocidad de traslacion sea inferior á la máxima de rotacion; entónces tendremos sobre el diámetro perpendicular á la trayectoria, puntos *A* y *B* (figura 15), en los cuales la velocidad es nula, uno dentro del círculo de máxima velocidad y otro fuera de él. Supondremos para lo que va á seguir, que el observador marcha trasladándose con el remolino, el cual tiene un giro inverso [17], que es el correspondiente á nuestro hemisferio. En el



semicírculo de la izquierda, la velocidad absoluta va disminuyendo hasta el primer punto cero; desde allí aumenta en sentido contrario hasta el círculo de la máxima velocidad de rotacion, y vuelve á decrecer hasta el segundo punto cero, desde el cual aumenta lentamente. En este semicírculo, la velocidad es siempre más débil que en la parte opuesta, por cuanto la velocidad de traslacion es de signo contrario á la de rotacion.

En la zona de la derecha, la velocidad aumenta rápidamente hasta el círculo de máxima velocidad para decrecer, pero lentamente, á partir de él. Si la velocidad de rotacion del ciclon es muy grande, su diámetro pequeño y lenta la traslacion, el punto exterior de velocidad nula no se presenta. Estos puntos de velocidad nula, van marchando con el ciclon y se trasladarian segun avanza, en una paralela á la trayectoria del centro, si el ciclon no se deformase. Desde dicho punto central, la velocidad absoluta hácia la derecha es siempre en el sentido del movimiento, y en sentido contrario entre los dos puntos cero, ó entre uno de ellos y el límite del ciclon cuando el segundo no existe; y en el resto continúa en el mismo sentido.

Segundo. Si la velocidad de traslacion llega á ser superior á la máxima absoluta de rotacion, no hay punto ninguno en el cual la velocidad sea cero; en el semicírculo de la izquierda, la velocidad va disminuyendo desde el centro, donde es la del movimiento de traslacion, hasta el círculo de máxima velocidad; para aumentar desde allí, pero sin llegar nunca á ser la de traslacion. En el semicírculo opuesto, las velocidades absolutas van aumentando, pero luego disminuyen teniendo como límite la de traslacion. Lalluyeaux d'Ormay pretende deducir de algunos experimentos, que las velocidades absolutas para este caso no son constantes, ó las angulares, inversas de la distancia del punto que se considera al centro del ciclon. Los experimentos hechos en pequeño, no son aplicables á los movimientos irregulares que se desarrollan en un ciclon, ni una masa flúida girando dentro de otra á la cual trasmite una parte de su movimiento tiene analogía con una masa flúida encerrada dentro de un vaso.

El primer caso se presenta más frecuentemente en el orígen de los ciclones; el segundo, cerca de la desaparicion de los mismos. Se observa que en su traslacion á otras latitudes, suele faltar una parte del remolino, y siempre la opuesta al ecuador. Mr. Andrau ha dado una ingeniosa explicacion de este fenómeno; supone que la rapidez del movimiento rotatorio del ciclon le hace conservar se eje paralelo, en cuyo caso, al trasladarse del

ecuador á una latitud más alta, resultarian necesariamente inclinaciones mayores del eje respecto al horizonte de la localidad, descendiendo así la parte que mira al ecuador, y desapareciendo la opuesta en las regiones elevadas de la atmósfera. Marié Davy no encuentra que los hechos confirmen esta explicacion, y la atribuye más bien al desequilibrio y disgregacion que resulta de la distinta reparticion de las velocidades en los dos semicírculos del ciclon. La inclinacion del eje, aunque existe, proviene de otra causa; dicha inclinacion se verifica siempre en el sentido de la marcha, porque las capas inferiores son retenidas por los obstáculos que el terreno les opone.

Los dos semicírculos en que se divide el ciclon son bien conocidos de los marinos; el de la derecha, donde las velocidades son mayores, recibe el nombre de semicírculo *peligroso*, al paso que al de la izquierda se le conoce con el de semicírculo *manejable;* y todos los esfuerzos de los navegantes y las reglas que se dan acerca de la manera de gobernar el buque en una borrasca de carácter giratorio, conducen siempre á pasar del uno al otro semicírculo.

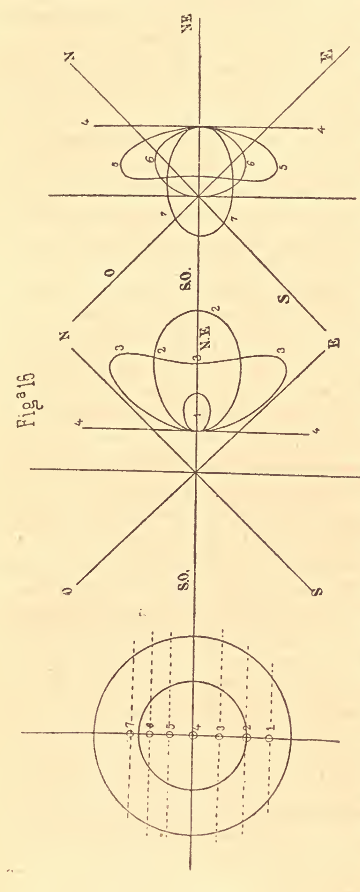
19. Giros de los vientos en una borrasca.—Veamos ahora cómo varía la direccion del viento con el paso de un ciclon. Supongamos, para mayor claridad, la direccion de su marcha, de Sudoeste á Nordeste. Elijamos una localidad situada en la trayectoria de su centro, y compongamos en cada instante las velocidades de traslacion y rotacion. Al acercarse el meteoro, el viento principia á cambiar su direccion general de Sudoeste, que es la de la corriente que ha conducido al ciclon, retrocediendo rápidamente al Sur, hasta que llega á pasar por la localidad elegida el círculo de máxima velocidad. Entónces cesa el movimiento retrógrado del viento y avanza en sentido directo; pasa luego el centro, donde la velocidad es la de la corriente general, y sigue todavía avanzando, siempre en el mismo sentido, es decir, el directo, hasta encontrar de nuevo el círculo de máxima velocidad, desde el cual retrocede y llega, pasado el ciclon, á establecerse definitivamente la corriente general del Sudoeste. Si el movimiento del ciclon es muy lento, y muy rápido el de rotacion, las direcciones del viento son casi invariables, y se observa entónces una calma al pasar el centro del ciclon, con un salto brusco á la direccion opuesta; es decir, que el viento soplará del Sudeste ántes del paso del centro, y del Noroeste despues.

Consideremos ahora un caso más general: elijamos un punto cualquiera de los sometidos á la influencia del ciclon, y construyamos la curva representacion gráfica del viento. Bastará para ello componer las velocidades de traslacion con la absoluta de rotacion, tomar sobre la paralela á la trayectoria que pasa por el punto elegido, una magnitud representando la velocidad de traslacion, y llevando, á continuacion de ella y en la direccion de las tangentes de los círculos que pasan sucesivamente por el punto elegido, las velocidades de rotacion absolutas del viento en cada una.

El punto sometido á la accion del ciclon encontrará forzosamente al diámetro perpendicular á la trayectoria descrita por el centro; veamos en primer lugar cómo varía la fuerza del viento en cada punto de este diámetro, pues su direccion será siempre ó en el sentido de la marcha del ciclon ó en sentido opuesto, segun el punto elegido y segun la relacion de ambas velocidades. Tracemos (fig. 15) la curva *M N P Q R*, cuyas ordenadas paralelas á la trayectoria representan las velocidades absolutas de rotacion, correspondientes á cada uno de los puntos de este diámetro; las absolutas del viento estarán dadas por una paralela á esta curva, distante de ella la magnitud que representa la velocidad de traslacion. Las ordenadas de la curva *C A B D E* expresan la fuerza del viento cuando hay dos puntos de velocidad nula; y la *C′ A′ D′ E′* cuando no existen puntos de esta especie. Estas curvas ponen de manifiesto la distinta violencia del temporal en uno ó en otro semicírculo.

Construiamos en la forma dicha ántes las curvas (fig. 16) representacion gráfica de la fuerza y direccion del viento para las diferentes situaciones en que puede encontrarse una localidad, al traves de la cual cruza un ciclon. Estas posiciones las determinan los puntos 1, 2,... 7, marcados sobre el diámetro perpendicular á su trayectoria, y las curvas representacion gráfica de la marcha del tiempo, relativas á cada uno, llevan el número correspondiente. Los radios vectores á partir del orígen de coordenadas, representan en direccion y magnitud la fuerza del viento. Vemos que en el mayor número de casos, este sólo recorre cierto valor angular; se presentan sin embargo algunos en que describe un círculo completo, cuando el semicírculo manejable tiene puntos de velocidad nula. Así sucede para los que en el movimiento del ciclon cortan al diámetro perpendicular á la trayectoria entre los dos puntos de velocidad nula, ó cuando sólo existe uno entre este y el borde del ciclon. En la curva 3, por ejem-

plo, que representa el caso general, el viento retrocede rápidamente hácia el Sur para avanzar luego al Oeste y volver á retroceder hasta el Sudoeste. Cuando el giro es completo, como en la curva 7, el movimiento es siempre de retroceso en el círculo completo que describe.



No insistiremos más sobre este punto; sólo sí haremos notar que, siendo las curvas aproximadamente simétricas, la direccion de la marcha del ciclon en un punto estará dada por la bisectriz del ángulo límite de la rotacion del viento. Esto sólo se verifica teórica y aproximadamente, pues es evidente que ni los diferentes puntos del mismo círculo, ni un punto elegido en él, conservarán la misma velocidad de rotacion para todos los instantes. Ademas, la configuracion de las tierras que encuentra el meteoro en su carrera; el cruzamiento con otras corrientes atmósfericas, y especialmente con otros ciclones, modifican la forma circular y la regularidad que le hemos su-

puesto, y en la cual están fundados los cálculos relativos á la determinacion de la rapidez y direccion de la marcha del ciclon (1).

Vemos, pues, que la ley de Dove [15] no es tan general como este autor habia pretendido; y aunque se diga que no deben tenerse en cuenta las perturbaciones introducidas por un meteoro anormal, no así cuando la borrasca proviene (y es un caso muy frecuente) de un movimiento giratorio ó de un ciclon más ó ménos desarrollado.

Observaremos que en la marcha del ciclon, el viento se trasmite de una localidad á otra, en sentido inverso á su traslacion, para la parte manejable, análogamente á los vientos que hemos llamado de aspiracion; y en el sentido de su movimiento, ó por insuflacion, para la parte peligrosa. Es, pues, fácil conocer por este solo dato si una borrasca que cruza una region es ó no de orígen rotatorio.

Muchos han intentado negar á los temporales el carácter ciclónico; basta, dicen, haya un centro de mínima presion que se traslade en un sentido determinado para explicar el giro; sin embargo, este fenómeno no se realiza de la misma manera. Elijamos el mismo ejemplo de ántes, y supongamos un centro de mínima presion que se traslada del Sudoeste al Nordeste. Si el punto se encuentra en la trayectoria que describe el centro, el viento soplará constantemente del Nordeste hasta que pase aquel, saltando entónces bruscamente al Sudoeste. Si el punto se encuentra en el semicírculo de la derecha, el viento principiará más ó ménos cerca del Nordeste, hácia el Este, (segun la posicion del punto), girando en sentido directo hasta terminar cerca del Sudoeste. Por el contrario, en el semicírculo opuesto, el giro se verificará por el Norte en sentido inverso para terminar tambien cerca del Sudoeste. Dove deduce de la discusion de várias borrascas célebres, que ninguna de ellas presenta los caractéres correspondientes al caso de un centro de mínima presion.

(1) Refiramos las coordenadas del punto á dos ejes coordenados que pasen por el centro del ciclon y que el de las x coincida con la trayectoria. Llamemos V la velocidad de traslacion, ω la angular de rotacion; d la ordenada constante del punto que consideramos. La resultante R, será:

$$R=\sqrt{(V-\omega d)^2+\omega^2 x^2}$$

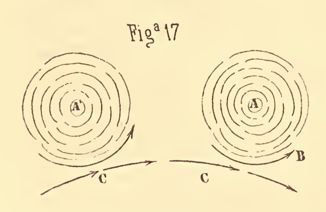
Y el ángulo z que forma con el eje de la x, ó la direccion del viento con relacion á la trayectoria

$$\text{sen } z=\frac{\omega x}{R}$$

La d será positiva para el semicírculo manejable y negativa en el opuesto.



Si várias borrascas se siguen, como acontece con frecuencia, los fenómenos se reproducen á partir del punto de union de las mismas. Consideremos un solo caso (fig. 17) el de dos ciclones *A* y *A*, que recorren la misma trayectoria. El observador *B*, colocado en la derecha del ciclon, ve marchar el viento, por ejemplo, del Sur al Oeste; y al caer bajo la influencia del segundo ciclon, el viento salta de nuevo al Sur; salto tanto ménos brusco cuanto más haya avanzado el giro en el retroceso: y tan distantes pudieran encontrarse las dos borrascas que, retrocediendo en la primera, entrase la segunda por el Sudoeste, repitiéndose el giro en igual forma. En rigor no se verifica este salto tan bruscamente; los dos ciclones se influyen mutuamente; parte del aire pasa del segundo ciclon al primero por la curva *C C*, que viene á producir el efecto de un ciclon de movimiento directo, y de esta manera el viento recorre rápidamente, retrocediendo del Oeste al Sur, lo que le falta para principiar el segundo circuito.



Si las borrascas recorriesen trayectorias distintas, ya paralelas, ya cortándose, los fenómenos se complicarian; pero el estudio se hace de la misma manera. El caso de várias borrascas, pasando por la misma comarca, no es la excepcion; ántes bien en Europa es lo más frecuente. Por los medios que vamos á exponer, se ha reconocido la existencia de dos y hasta de tres centros simultáneos de borrascas, recorriendo el mismo territorio; el barómetro facilita este estudio, y es el verdadero anunciador de las tempestades; la prevision del tiempo sería sin él casi imposible, y no pudiéndose adelantar indicaciones sobre la realizacion del fenómeno, no habria medios de precaverse y esperar prevenido la tormenta.

20. Curvas isobáricas.—No podemos entrar aquí en los detalles relativos á la prevision del tiempo, ni los resultados que del estudio del barómetro, termómetro y psicrómetro pueden deducirse; expondremos tan sólo la aplicacion de las curvas isobáricas á la determinacion de la marcha de una borrasca y de las modificaciones que sufre en su trayecto.

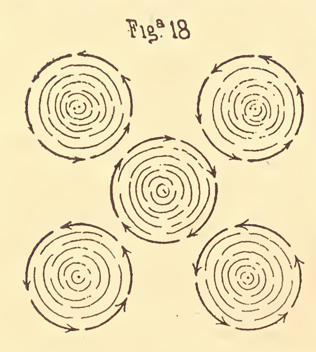
Sabemos que en todo flúido animado de un movimiento rotatorio, las presiones son diferentes, y tanto menores cuanto más nos acercamos al centro. El barómetro debe acusar esta falta de presion, de tal manera, que si se anotan las alturas barométricas en el punto donde suponemos situado al observador, se verá que estas disminuyen hasta el momento de pasar por dicho punto la línea normal á la trayectoria de la borrasca trazada por el centro de la misma, volviendo á subir luego hasta su primitivo nivel. Por esa causa el máximo descenso corresponde en Europa á los vientos del Sudoeste, que es la direccion ordinaria de la marcha del meteoro, toda vez que cuando la direccion del viento coincide en un punto con el movimiento general del ciclon, la distancia del observador al centro del mismo es la mínima. Si se presenta otra borrasca, el barómetro volverá á bajar y á subir en igual forma, obedeciendo siempre al principio de que á medida que se aproxima el centro del ciclon, la depresion aumenta.

Son muy importantes las curvas que dan para cada momento la posicion y forma del ciclon. Si trazamos sobre una carta las líneas que unen los puntos de igual presion barométrica para un momento dado, obtendremos las curvas denominadas *isobáricas*. El centro del ciclon corresponde al punto de presion mínima, pudiendo darnos tambien estas curvas idea de la forma del ciclon. Considerando, en efecto, las diversas superficies formadas por las curvas de igual presion correspondientes á cada momento, (cuyas curvas son variables de forma y de posicion para el siguiente), tendremos que la envolvente de todas ellas dará orígen á una superficie canal, figurando la zona recorrida por la borrasca, y cuyas líneas de nivel ligarán los puntos sobre los cuales el temporal descarga con la misma intensidad. Si una segunda borrasca se cruza con la primera, las curvas isobáricas y las de nivel afectarán formas irregulares tanto más marcadas, cuanto mayor número de borrascas hayan cruzado la comarca en diversas direcciones.

Las oscilaciones barométricas han dado orígen á la teoría de grandes ondas atmosféricas que recorren el aire análogamente á lo que sucede en el mar con las olas. Fitz-Roy hizo observar que nada demostraba su existencia, y que las oscilaciones del barómetro, más que de la fuerza del viento, dependian de su direccion; y que esta teoría ni explicaba la falta de coincidencia entre los puntos mínimos de descenso en el barómetro y la máxima fuerza del viento, ni las demas circunstancias que acompañan al desarro-

llo de la tempestad, segun ya dejamos expuesto. Y por último, lo que sabemos [6] de la inmovilidad del aire á partir de cierta altura, excluye la idea de ondulaciones análogas á las olas del mar.

La posicion de las curvas isobáricas ha dado motivo á Galton para suponer en algunos casos la existencia de meteoros que denomina *anticiclones;* esto es, ciclones de movimiento rotatorio directo, en los cuales la presion máxima corresponde al centro, decreciendo desde allí hácia la circunferencia. Los llamados anticiclones, pueden muy bien ser sólo efecto de una apariencia; si la trayectoria que describe una série de ciclones es una curva pronunciada, ó dos líneas de borrascas recorren trayectorias próximamente paralelas, el borde inferior de la una y el superior de la otra aparecerán animados de un movimiento directo, y habrá entre las dos un espacio (fig. 18) que asemejará á un anticiclon de movimiento directo y de presion máxima en el centro. Esta explicacion, sin embargo, no es concluyente; de la fig. 11, que representa el estado meteorológico del Atlántico del Norte el 21 de Julio de 1864, no es posible deducir si las curvas de la parte central provienen de un anticiclon ó resultan de otros ciclones al Norte y al Sur.



Las curvas isobáricas combinadas con la direccion é intensidad del viento, servirán tambien para descubrir el carácter ciclónico del temporal. Si el viento sigue la direccion próximamente normal á las curvas isobáricas, el meteoro carece del carácter rotatorio que tendria si la direccion del viento se acercase más ó ménos á la tangente. Reconocido el carácter giratorio del meteoro, es fácil deducir aproximadamente, conocida la direccion é intensidad del viento en un instante dado para varios puntos, la velocidad y direccion de la marcha del ciclon. Cuando son muy numerosas las observaciones, la exactitud es mayor porque las unas corrigen á las otras.

21. Prevision del tiempo.—Se comprende, despues de lo dicho, que si se trazan para un instante determinado las curvas de igual altura barométricas (haciendo préviamente en ellas las correcciones de elevacion sobre el nivel del mar y de temperatura), acusarán uno ó varios centros de presion mínima que, agregados á las observaciones relativas á la direccion del viento, al termómetro y psicrómetro, determinan aproximadamente la marcha de las borrascas y su intensidad. Las posiciones sucesivas del centro y las modificaciones que las curvas isobáricas sufren, aclararán más las primeras indicaciones y precisarán tambien más los fenómenos, haciendo más segura la prevision.

Fitz-Roy fué el primero que en 1861 puso en práctica el sistema é intentó anunciar las borrascas con uno ó dos dias de anticipacion; puesto en relacion con los observatorios de Inglaterra y algunos del continente, recibia de todos nota de las observaciones hechas á las ocho de la mañana, y otras de los más principales, á las seis de la tarde. Corregidas aquellas, se formulaba el pronóstico circulándolo á los puertos principales. Francia imitó este ejemplo en 1863, y mejoró el sistema por medio de las cartas de líneas isobáricas; sus relaciones eran más numerosas, el número de puntos de donde se podian recoger datos subia á cincuenta y nueve; y á las once de la mañana ya el pronóstico quedaba formulado. La muerte de Fitz-Roy hizo suspender en Iglaterra los anuncios, que, por reclamaciones del comercio, se han vuelto á restablecer en 1868, con mayores probabilidades de éxito, por hallarse en comunicacion con los Estados-Unidos, de donde se recibe un despacho diario á las diez de la mañana (hora de París.) El público, que esperaba una realizacion constante de los pronósticos, se mostró injusto con los propagadores del sistema, criticando duramente la falta de cumplimiento de algunas predicciones. Es evidente que no se podia llegar desde el primer dia á la exactitud matemática, y muchas predicciones habian de salir fallidas; pero una sola cumplida habria salvado la vida y la fortuna á numerosas personas. Los detalles relativos á estos meteoros y á la prevision del tiempo, son ajenos al objeto de la obra, y podrán estudiarse en los tratados de meteorología ó en los libros especiales relativos á la prevision del tiempo (1).

22. Vientos cálidos.—Por último, en los desiertos arenosos del Africa,

(1) Veanse los apéndices.

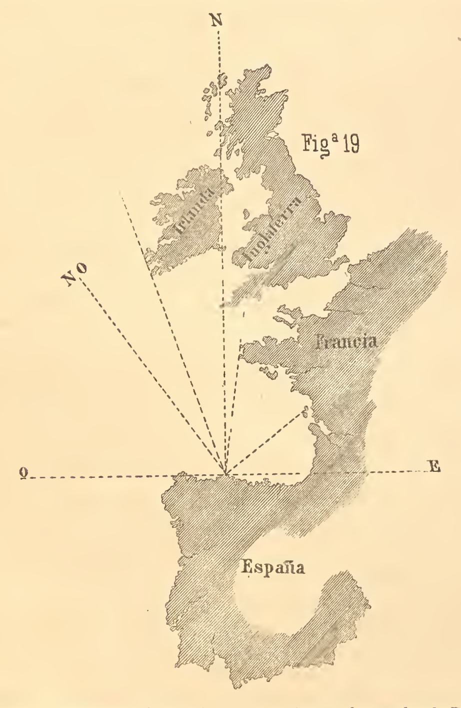
de la Arabia y de la Persia; en el Mediodía de Italia y de España, y hasta en las llanuras cubiertas de vegetacion de la India, Chile, Luisiana y del Orinoco, se hacen sentir vientos cálidos que desecan é irritan la piel, impiden la respiracion, inflaman la garganta y los ojos, y los labios se ponen descoloridos. La arena que levantan en los desiertos, los hace allí más insoportables, y añade el riesgo de quedar sepultados bajo las columnas movedizas de arena, algunas de las cuales alcanzan hasta siete metros de elevacion. A esta clase de vientos pertenecen el *simun* en el desierto de Sahara, el *sirocco* en Italia y el *solano* en Andalucía. La explicacion de los accidentes que estos vientos presentan, tampoco es bien conocida en todos los casos.

23. Vientos con relacion á una localidad.—La clasificacion de los vientos se hace tambien con relacion á un punto determinado de la costa. Aquel viento que se mantiene durante más tiempo, ó sopla en el año (ó en la época que se escoge), un número mayor de dias, se llama viento *reinante*. Tal es el Sudoeste, en la costa del Norte de España. Se comprende que si el año se divide en varios intervalos, el viento reinante deje de de serlo para la época escogida; de manera que en el ejemplo citado, si se toman sólo los meses de verano, el reinante será el Nordeste.

Cuando se atiende á la intensidad del viento se llama *dominante* al que sopla con mayor fuerza; pero nos parece más apropiada la denominacion de *tempestuoso ó borrascoso*, reservando la palabra dominante para el que dá la direccion média del viento ó el que indica el sentido en que la masa de aire ha sido trasladada durante el intervalo de tiempo que se elige; de manera, que el viento dominante en el ejemplo anterior será el Noroeste en la acepcion ordinaria y el Sudoeste en la que proponemos. Debemos sin embargo llamar la atencion sobre el significado en que estas voces se toman en los tratados sobre puertos; pues un mismo autor suele emplear indistintamente diferentes voces en un mismo sentido.

La direccion de los vientos borrascosos depende principalmente de la carencia de obstáculos que amortigüen su fuerza, y son tanto más intensos cuanto mayor extension recorren sin encontrar tierra, ó cuanto más baja sea ésta y ménos obstáculos presente á su marcha. Tomemos como ejemplo la parte central de la costa Norte de España. Partiendo del Este (figura 19), la línea encuentra la costa francesa á 270 kilómetros; desde cuyo punto aumenta la línea de agua, que es de 440 para la direccion

Nordeste correspondiente á las Sables d'Olonne. Con esta longitud se mantiene próximamente hasta cerca del Norte, en cuya direccion enfila el canal de San Jorge con una extension de 1.100 á 1.200 kilómetros, decreciendo luego en la costa de Irlanda hasta 750. Rebasada esta, la línea de



agua crece rápidamente hácia el Noroeste, frente al estrecho de Davis y bahía de Baffin, cuya línea podemos considerar como indefinida en longitud. Desde allí disminuye en la costa de América hasta el Oeste, donde

queda limitada por los cabos de Finisterre y Ortegal. En los demas cuadrantes encuentra tierra tanto más elevada y en tanta mayor línea cuanto más se acerque al Sur. De todo lo cual resulta, que los vientos borrascosos en esta costa, cuando son seguidos, son los Noroestes.

No se entienda por eso que los Noroestes soplan en todas ocasiones con mayor intensidad que otro viento cualquiera, y que levantan siempre temporales; queremos decir tan sólo que son susceptibles de tomar una violencia mayor que los demas; pero segun intervengan otros elementos y circunstancias, así resultará en momentos dados el Noroeste más ó ménos violento que otros vientos. Cuanto aquí decimos se refiere á los vientos seguidos y no á los giratorios; pues en este caso, y dadas las mismas condiciones, podrán resultar vientos en otras direcciones más intensos que el Noroeste.

La direccion del viento normal á la costa, es conocida entre los marinos bajo el nombre de *travesía*. Su importancia es grande; navegando un buque cerca de tierra para tomar puerto, y con el aparejo dispuesto para un cierto viento, su pérdida es casi segura si de repente salta una travesía que lo arroja á la costa ántes de tener tiempo de cambiar el aparejo y ponerse en franquía. En la parte Norte de España las travesías son del Norte y sus inmediatos, y este es un peligro más en aquella costa, por cuanto los Noroestes ó vientos borrascosos saltan con frecuencia á la travesía.

24. Contrastes y rachas.—Son frecuentes, segun hemos visto, las luchas entre dos vientos contrarios que soplan ya en un sentido ya en el opuesto; estos cambios repentinos en la direccion, se llaman *contrastes*, y suceden especialmente en las épocas de calmas ó cuando las circunstancias locales y topografía de la costa se prestan á ello. Así, por ejemplo, cuando en el Mediterráneo soplan vientos del Sudoeste al Noroeste, suelen observarse del Nordeste al Sudeste en el golfo de Leon, y de aquí provienen fuertes contrastes en la costa de Cataluña. Tambien acontece sobre el cabo de Creux tener Sudoeste duro en la costa de España y Norte durísimo en la francesa; Nordeste sobre el cabo de San Antonio dentro del golfo de Valencia, y Sudoeste sobre la costa de Alicante. Es muy frecuente tambien en la costa cantábrica recalar sobre el cabo de Peñas con vientos duros del Nordeste ó del Este y encontrarse con sus opuestos. Del mismo género se presentarán otros ejemplos cuando estudiemos la marcha de los vientos en nuestras costas.

Generalmente, á los contrastes acompañan intermitencias en el viento, cesando de repente ó disminuyendo notablemente de fuerza, para volver de nuevo á soplar con furia; á lo cual se llama ventar á *rachas* ó con *ráfagas*. Si las rachas ó contrastes coinciden con las travesías, entónces es casi imposible á un buque salvarse. Las rachas y los contrastes son peligrosos por dos razones: 1.ª Porque el buque lleva su aparejo dispuesto para cierta direccion é intensidad del viento, y es fácil que el ímpetu de la racha y el cambio de direccion del contraste le haga zozobrar ó lo desarbole. 2.ª Porque si falta el viento en la inmediacion del puerto, el buque gobierna mal y las corrientes ó marejadas lo arrastrarán á la costa.

Estos fenómenos suelen tambien presentarse cerca de las costas y puntas salientes que despiden el viento al chocar con ellas, y tuercen su direccion acercándola á la perpendicular; direccion que entre los marinos recibe el nombre de *cuadra;* y por eso suelen decir que los vientos cerca de las costas llaman á tierra y soplan á la cuadra.

Esta tendencia de las partes salientes de la costa á aumentar la intensidad del viento y rachearle, se encuentra favorecida por la disposicion particular de las puntas altas, que ordinariamente suelen formar la extremidad de una de las dos laderas de un valle ó barranco. Introduciéndose en esta cañada el viento reflejado, recorre sus sinuosidades con variadas, inflexiones, y sale luego á la mar con gran ímpetu en direccion muy distinta y á veces opuesta á la primitiva. En Rivadeo, los vientos seguidos, que son fuera del Sudoeste ú Oeste-Sudoeste, se convierten dentro de la ria en rachas del Sur y Sud-Sudoeste; y los del Este fuera en Sudeste. En las vueltas de la canal del puerto de Pasajes, se trasforman los de Oeste-Noroeste al Sudoeste, en vientos por la proa; y el Oeste en la punta de las Cruces, llama al Sudoeste, con fugadas desiguales. Estas consideraciones no deben echarse nunca en olvido cuando se trata de proyectar un puerto; pues no siempre basta obtener abrigo por la parte del mar para conseguir la seguridad conveniente de los buques.

25. Vientos en la costa norte de España. — En la costa Norte de España predominan los vientos del primer cuadrante durante el verano y primavera. Los Nordeste del verano, son claros y traen el buen tiempo, reinando acolladas de quince y más dias. Tambien se observa que son más intensos y constantes al Oeste del cabo de Peñas, que en la parte del Este. A veces suelen presentarse durante el invierno, acompañados de

celajería gruesa, aguas y nieblas que arrastran del canal de la Mancha, siendo entónces conocido por los marinos con el nombre de *Nordeste pardo*. En el verano son más raros, pero hay años (como el de 1866), en que persisten tenazmente.

Durante el invierno predominan los vientos del tercer cuadrante, que suelen iniciarse por Sures, acompañados de cerrazon en la costa de Galicia; pero en la de Astúrias hasta el golfo de Gascuña, son más claros. Estos vientos pasan muy pronto al Sudoeste [16], el cual, como todos los vientos del tercer cuadrante á partir del Sud-Sudoeste, recibe de los marinos el nombre de *vendaval*. Los vendavales son duros y sucios en invierno y soplan con tenacidad; áun en verano vienen acompañados de cerrazon que oscurece la costa casi por completo, lo cual los hace más temibles para el navegante que los Oestes y Noroestes, aunque estos sean más impetuosos. Del Sudoeste gira el viento al Oeste y luego al Noroeste, aumentando la intensidad y aclarando la atmósfera [16]. De aquí pasan al Norte y luego al Nordeste, fijándose definitivamente el buen tiempo con este viento. Si del Noroeste retrocede al Sudoeste [16], es señal de prolongarse el temporal ó de principiar nuevamente; y esto sucede tambien para todas las costas de España, ya del Mediterráneo, ya del Océano.

El Noroeste es el azote de la costa del Norte de España: se presenta con caractéres amenazadores, cerrándose todos los puertos con una rompiente continuada, y á veces de repente, en medio de un tiempo bellísimo; de manera que un buque, rebasadas las rias de Galicia, no puede contar con ningun refugio ni abrigo seguro en la desamparada costa cantábrica. Aunque los Noroestes son los más violentos, no son tan temibles como los vendavales, siempre acompañados de cerrazon que oculta la costa al navegante. En los raros casos en que los Noroeste son sucios, siempre traen consigo claras que permiten descubrir la costa.

Los meses de los equinoccios, especialmente el de otoño, son épocas de transicion, luchando los vientos polares con los tropicales [11 y 16], trayendo en la primavera abundantes lluvias, originando grandes perturbaciones atmosféricas y terribles tempestades; estos dias de temporal en el otoño, son llamados *el cordonazo* por los marinos.

26. Vientos en el Estrecho de Gibraltar.—Puede decirse que en el Estrecho reinan dos vientos: el del Este, llamado *Levante*, y el del Oeste ó *Poniente;* los demas vientos al reflejarse en las costas que forman la

canal, se modifican convirtiéndose en aquellos, aunque por fuera del Estrecho reinen otros distintos, segun luego veremos. Sin embargo, cuando los vientos son recios, pasan el Estrecho sin alteracion, y suelen reinar especialmente en invierno, fuertes Sudoestes y Sudestes.

Los vientos del Este son, en la boca oriental del Estrecho, oscuros, persistentes y soplan con gran violencia; su fuerza va aumentando á medida que penetran en la angostura del Estrecho hasta Tarifa, en donde disminuye y aclara el cielo, secándose la atmósfera, especialmente en verano, cuyos caractéres se pronuncian á medida que avanzan en el Océano, de tal modo que en Cádiz, cuando reina aquel viento, se siente una sequedad y un calor sofocante; pero en invierno, suelen llevar lluvias y chubascos.

Los Ponientes son temibles porque impiden la navegacion de Este á Oeste, llegando á verse reunidos en los puertos contiguos centenares de buques detenidos por aquel viento. Sucede con ellos lo contrario que con los Levantes; oscuros y húmedos en la boca occidental, son claros y secos en la oriental, alcanzando tambien su mayor fuerza en la angostura de Tarifa. Cuando soplan en invierno, son ademas peligrosos por los chubascos y lluvias que oscurecen la boca occidental; y si provienen de Sudoeste en el Océano, se convierten en borrasca con una cerrazon completa que dificulta ver la costa y expone á los buques á una pérdida casi segura.

Acontece á veces reinar Sudoestes en el Océano y Levantes en el Mediterráneo, sosteniéndose una lucha en la línea divisoria del Estrecho, que produce oscilaciones y ráfagas casi contínuas, acompañadas de remolinos y mangueras en medio de una mar alborotada.

27. Vientos en el Mediterráneo.—La forma cerrada y las costas elevadas que comprenden el límite occidental del Mediterráneo, dan lugar á notables modificaciones y cambios en la direccion del viento, tanto más marcados, cuanto más se alejan de su orígen. El Noroeste duro en el golfo de Leon, llega sobre las Baleares convertido en Norte; en Nor-Nordeste y áun en Es-Nordeste dentro del golfo de Valencia; hácia el cabo de Palos, es ya Es-Nordeste; y pasado el cabo de Gata, al embocar el Estrecho, es Este franco, adquiriendo en esta angostura la fuerza que tenía en el golfo de Leon, y que habia perdido en el trayecto.

Otro tanto sucede con los Nordestes que recalan sobre la costa de Afri-

ca, y los Sudestes del golfo de Génova, los cuales pasan el Estrecho convertidos en Este.

Los vientos del Sudoeste ó Noroeste que, segun digimos, pasan al Estrecho como Oeste, se ramifican llamando al Sudoeste en la costa de España y al Noroeste en la de Africa, mientras conservan su direccion del Oeste en el centro del Mediterráneo.

Estas modificaciones ocurren en el estado normal de la atmósfera, pues si los Sudoestes ó Noroestes se convierten en temporal, las circunstancias locales pierden su influencia y son absorbidas por la causa general que levanta el viento. Así, el Sudoeste con tales condiciones conserva su direccion hasta más allá de Córcega y Cerdeña, llamando al Sur en los Golfos; y el Noroeste adquiere gran fuerza, ya desembocando sobre el golfo de Valencia y azotando terriblemente la costa de Africa, ya pasando con gran violencia al golfo de Leon, encajonado entre los Pirineos y los Alpes, aunque declinando luego al Norte en las costas de España, Baleares y Argelia.

Resulta de todo que, propiamente hablando, no existen en el Mediterráneo temporales del Norte ó del Sur; cuando se presentan son ordinariamente inflexiones del Noroeste ó Sudoeste radicales.

La marcha que siguen los vientos en el Estrecho y Mediterráneo durante las tempestades, es la misma que en el Océano y conforme con la ley de rotacion para el hemisferio Norte [16]. Principian por el Nordeste girando hácia el Este; se detienen poco entre el Este y Sudeste, desde el cual pasan rápidamente al Sur y de aquí al Oeste con los mismos caractéres señalados ántes [25], terminando con el Noroeste que aclara el cielo, afirmándose el buen tiempo con el Norte y el Nordeste. Tambien los temporales se inician por el Sud-Sudoeste ó Sudoeste girando en el mismo sentido.

En el verano predominan los Estes y Nordestes entre el Estrecho y cabo de Gata, que van llamando cada vez más al Nordeste á medida que se avanza en la costa, luego al Norte y por final al Noroeste en el de Leon. Entre las Baleares y la costa de Africa, corren como Sudestes y Es-sudestes, reuniéndose con la rama Nordeste para pasar el Estrecho como Levante.

Los meses de transicion Setiembre y Octubre, son meses de calmas y luchas frecuentes entre el Poniente y el Levante, ya sobre el cabo de Gata,

ya sobre el de Palos ó San Antonio, cercá del cual son más tenaces los Nordestes ó Nortes.

Pasados los meses de transicion, se fijan los Sudoestes, alternando con los Noroestes y Nordestes. Los caractéres de los Sudoestes y los accidentes atmósfericos en sus oscilaciones al Noroeste, son los descritos para las costas del Océano [25]. Los Estes suelen presentarse más frecuentemente de Febrero á Marzo, y entónces son sucios y acompañados de cerrazon. En Marzo y Abril, época de transicion y de lucha entre los vientos tropicales y los polares, se reproducen las agitaciones atmosféricas del otoño con copiosas lluvias. Al fin, la presencia del sol en nuestro hemisferio hace que venzan los últimos y el tiempo se asegura.

Debemos advertir que esta marcha es la ordinaria; pero no la presentamos como inmutable, habiendo años que se llaman de Levantes ó de Ponientes, porque en casi todo él predomina uno de estos vientos.

28. Vientos en la costa del Oeste. Saco de Cádiz.—La costa Oeste de la Península, que liga la del Norte con la del Mediterráneo, sirve de transicion entre los vientos de ambas; y al paso que entre el Estrecho y el cabo de San Vicente participan de los caractéres del Mediterráneo, entre aquel y el de Finisterre tienen más analogía con los del Norte. En el saco de Cádiz predominan los Levantes, mientras que en las costas de Portugal y de Galicia son más frecuentes los Nortes y los Sures.

Queda dicho [26] que los Levantes sucios en la boca oriental del Estrecho, y que acumulan sobre ella densas nieblas, son secos y claros en las costas de Cádiz, Huelva y del Algarbe, dejando sobre las sierras de Algeciras toda su humedad y celajería. El Levante es el azote de esta costa, sintiéndose cuando sopla en verano un calor sofocante. A su paso destruye las cosechas y produce no pocos estragos en la salud. La intensidad del viento disminuye en la costa desde Tarifa, de tal modo que, á veces el Levante duro del Estrecho, recala sobre Cádiz, aunque se sienta á una gran distancia en el paralelo de aquel.

El Levante es molesto en la bahía de Cádiz cuando este viento reina por semanas y quincenas; particularmente en los años clasificados de Levantes interrumpe por completo las operaciones mercantiles, y con dificultad pueden barquear las más poderosas embarcaciones menores si no aprovechan las anochecidas y amanecidas, en que suele hacerse tan bonancible que adquiere la benignidad del terral, y pica al Nordeste; pero desde

que el sol se manifiesta, ya se anuncia de nuevo, y á las nueve ó diez de la mañana no puede transitarse por la bahía.

El Levante se trasmite progresivamente aunque de una manera intermitente, soplando á rachas más ó ménos fuertes y tardando dos, tres y áun más dias en recalar sobre Cádiz, á donde á veces no llega. Es tambien bastante comun alcanzar hasta Chiclana y la Carraca, y no llegar á la boca de la bahía, donde suele reinar la brisa; pero cuando esto sucede, no tarda en generalizarse y correrse insensiblemente por toda la costa.

Otro de los vientos marcados del Saco de Cádiz, y que alterna con el Levante, es el Poniente, que presenta con aquél caractéres diametralmente opuestos. Es húmedo y trae celajería (especialmente cuando en invierno participa del Sudoeste), con fuertes chubascos que descargan en viento y agua en términos de oscurecer toda la costa, aunque con claras intermedias de bastante duracion que permiten orientarse al navegante. Si participan del Noroeste, son más claros y suelen durar á colladas de ocho á diez dias. Los Ponientes nunca soplan con la fuerza ni persistencia de los Levantes, y ceden á la puesta del sol.

El giro de los vientos de Levante al Poniente se hace en la forma ordinaria [25]; ántes que entable el Poniente, afloja el Levante insensiblemente y gira por el Sud-este y Sud-oeste con una baja muy marcada en el barómetro. Si esto sucede en invierno, el cielo principia á oscurecerse desde el momento en que el viento pasa al Sud-este, anublándose por completo cuando llega al Sur, refrescando el tiempo y girando al Sud-oeste con cerrazon y lluvia casi contínua. En semejante estado atmosférico es cuando se nota más bajo el barómetro y se puede esperar que rolará el viento al Oeste si sube y si los chubascos se suceden con mayores interrupciones.

Los vientos anteriores son los que podemos considerar como principales en el saco de Cádiz; sin embargo, tambien prevalecen mucho los vientos del cuarto cuadrante, especialmente los Noroestes. Despues de estos los del tercero, que traen los temporales y las aguas en invierno, y son los que en verano constituyen la virazon. Estos vientos, que oscilan entre el Sud-Sudoeste y el Oeste-Sudoeste, son los más temibles en esta costa, porque ademas de ventar con mucha fuerza, traen fuertes y continuados aguaceros que oscurecen la tierra, y levantan tal marejada que cierra todas las barras. Los del primero son los ménos impetuosos y los más claros.

Los Nortes reinan poco; por lo general en invierno deben mirarse como terrales y se inclinan siempre al Nordeste si en el Mediterráneo prevalece el Levante, ó al Noroeste si en el Océano hay Poniente.

Los Sures reinan tambien muy poco, porque en invierno pasan pronto al Sudoeste y en verano forman parte de la virazon, siendo por consiguiente transitorios.

Aunque los Levantes imperan en todas las estaciones del año, reinan con más insistencia en Marzo y Abril y en los meses de más calor. En Julio de 1856 hubo catorce dias seguidos de Levante y otros tantos en Agosto. Los Nordestes predominan de Marzo á Setiembre, soplando con más intensidad en Abril y Mayo; y por último, los vendavales reinan de Noviembre á Marzo ó sea durante el invierno.

29. Costa de Galicia.—En la costa occidental de la Península ibérica, las dos terceras partes del año, vienta de la parte del Norte oscilando entre el Nordeste, y Noroeste fresco y claro durante el verano, y oscuro ó achubascado en invierno. Los vientos polares son más constantes de Abril á Octubre, predominando los tropicales en los meses restantes; esto es, que de Noviembre á Marzo prevalecen los del tercer cuadrante que acaban siempre por el cuarto. Los vendavales de la estacion de verano son benignos y de corta duracion.

La mala estacion principia en Noviembre y concluye en Febrero. Durante estos meses acaecen las grandes lluvias que acarrean los impetuosos vientos del Sudeste al Noroeste. Cuando calma el vendaval y cesan los chubascos sin afirmarse el viento por el Nordeste, debe esperarse otra vez el Sudoeste, experimentándose un retroceso al mal tiempo [16], quizás más temible que el anterior.

Los Nordestes son claros, pero á veces en invierno suelen tambien arrancar celajería, y en ocasiones chubascos acompañados de nieve y granizo; los que reinan en verano oscurecen la tierra cuando son duros, cubriéndose de niebla en términos que apénas se divisa la costa á doce ó quince millas de distancia.

Los Sures frecuentes en los meses de Diciembre á Marzo, duran apénas veinticuatro horas; pues se cierran en agua al cabo de este tiempo y pronto saltan al Sudoeste, donde se detienen más y concluyen por el Oeste y Oeste-Noroeste, que es la travesía en aquella costa.

En lo que precede hemos bosquejado tan sólo los caractéres generales

de los vientos en las diferentes costas de la Península, tal como se consignan en los derroteros; pero esto no basta, el ingeniero deberá estudiar en ellos los caractéres peculiares á la localidad y agregar á las observaciones que en aquellos se encuentran las suyas propias. Para conocer los caractéres y fenómenos que anuncian cada viento, se deben consultar para los generales, los tratados especiales de Meteorología ó de la prevision del tiempo, y para los particulares los derroteros y las observaciones especiales hechas en la misma localidad.

CAPÍTULO II.

DE LAS OLAS.

—

RESUMEN.

30. Olas producidas por el viento.—31. Altura máxima de las olas.—32. Direccion, amplitud y velocidad de las olas.—33. Teorías de las olas.—34. Estudios matemáticos sobre las olas.—35. Clasificacion de las olas.—36. Experimentos de Scot Russell.—37. Velocidad de la onda.—38. Experimentos de Bazin.—39. Ondas en agua corriente.—40. Ondas producidas por una masa flúida contínua.—41. Por una corriente que penetra en otra.—42. Movimiento de las moléculas.—43. Difusion.—44. Rozamiento.—45. Reflexion.—46. Ondas inmóviles.—47. Ondas de segundo órden.—48. Observaciones hechas sobre las olas en el mar.—49. Resultados de la teoría de Airy.—50. Marejada.—51. Marcha de las olas en las costas.—52. Profundidad en la cual rompen las olas.—53. Experimentos de Bazin.—54. Casos excepcionales.—55. Profundidad á que las olas hacen sentir su accion.—56. Olas de fondo.—57. Olas de traslacion.—58. Fuerza de las olas.—59. Observaciones con el dinamómetro.—60. Cálculo de la fuerza por la altura de la reventazon.—61. Fuerza de las olas en estado oscilatorio.—62. Fuerza de rechazo y empuje vertical de la ola.—63. Accion de las puntas, de las corrientes y del viento sobre las olas.—64. Accion de los cuerpos flotantes y de los grasos.

30. Olas producidas por el viento.—El viento, actuando sobre la masa líquida del mar, levanta en su superficie de equilibrio desigualdades que reciben el nombre de *olas*. El efecto del viento es aumentado por la inclinacion con que encuentra la superficie terrestre, que ordinariamente suele ser de 18°. Franklin cita un ejemplo notable de la accion del viento sobre las aguas; en una laguna de trece kilómetros y medio de ancho, y cerca de un metro de profundidad, un viento fuerte dejó en seco toda una márgen elevando el nivel en la opuesta á casi un metro sobre el primitivo.

La intensidad del viento no es el único elemento que determina la

magnitud de las olas; la profundidad y la extension de la masa flúida en donde se desarrollan, ejercen una influencia notable sobre ella, de tal manera, que Scot Russell asegura no haber visto nunca olas de mayor altura que la profundidad del agua en el punto en que la ola se presentaba, aunque á veces se acercaba á este límite. David Stevenson considera indispensables tres circunstancias para la formacion de grandes olas. 1.ª Facilidad en el viento para actuar longitudinal y trasversalmente sobre la masa líquida; sucediendo que en una costa resguardada del viento por altas y elevadas montañas, las olas alcanzan alturas menores que en las costas rasas y sin abrigo. 2.ª Gran profundidad y un fondo igual que permita la trasmision de la ola, y no sea detenida ni perturbada en su desarrollo por los escollos y bajos esparcidos en el fondo. 3.ª Una grande extension superficial por ser la accion del viento tanto más intensa cuanto mayor espacio recorre sin obstáculos; de donde se deduce que en un mar dado, se presentarán las mayores olas segun la mayor línea de agua; y en mares diferentes en el que ésta sea la mayor. Pero hay otra causa que contribuye á aumentar la elevacion de la ola á medida que recorre mayor espacio; la ola, como luego veremos, no es una traslacion de la masa líquida de un punto á otro, sino una simple ondulacion, y esta se acrecienta á medida que se prolonga la accion de las fuerzas que actuan sobre ella, cuya duracion será tanto mayor cuanto más espacio recorra la ola.

31. Máxima altura de las olas.—Tomas Stevenson establece una fórmula empírica, para líneas de agua que no excedan de 40 millas, suponiendo las alturas de las olas proporcionales á la raiz cuadrada de la línea de agua; es decir que

$$(1)\quad h = m\sqrt{D}$$

siendo m un coeficiente que varía con la fuerza del viento y la localidad. Para fuertes tempestades, este coeficiente le supone Stevenson de 1,5; con lo cual resulta la altura de la ola en piés ingleses, dada la distancia en millas. Si se quiere en metros la altura, conocida en kilómetros la distancia, m se convierte en 0,25.

Desde la distancia de 40 millas, la fórmula da resultados ménos exactos, y se la sustituye por la siguiente bajo las mismas hipótesis:

$$(2)\quad h = 1{,}5\sqrt{D} - D\sqrt[5]{} + 2{,}5;$$

expresadas como ántes las unidades en millas y piés ingleses. Para obtener la altura en metros se empleará la fórmula

$$(2') \quad h = 0,358 \sqrt{D} - 0,27\sqrt[4]{D} + 0,788$$

Las diferencias con los resultados de la observacion, que hasta cien millas dan las dos fórmulas, no son bastante marcadas para que sea preferible hacer uso de la más complicada. Tampoco la última se ha ensayado más allá de 165 millas, para cuya extension ya no parece muy exacta. Ambas fórmulas sólo pueden aceptarse con un carácter empírico para localidades determinadas y dentro de límites muy reducidos; empleadas de otra manera, conducirian á resultados absurdos; pues la altura real de las olas no crece indefinidamente con la línea de agua.

Son muchos los marinos que han medido olas de 9 á 13 metros en el Océano; las observadas por Scoresby en el Atlántico no exceden de 15; pero Fitz-Roy asegura haber aguantado sobre la costa cantábrica un temporal, en el cual midió olas de 20 metros de altura, mayores que cuantas habia visto en cabo de Hornos y en el de Buena-Esperanza. El Argonauta, viejo marino, redactor del *Nautical Magazine,* midió sobre las islas Barbadas en un temporal olas de 27 metros, aunque estas alturas son excepcionales y sólo se presentan en casos y momentos dados. En el Mediterráneo las alturas son menores; el conde Marsilly las encontró de 4,55 metros de altura con una línea de agua de 600 millas. N. H. Smith las evalúa de 4,50 á 5,50 metros en los temporales, y asegura haberlas medido en el golfo de Leon hasta de 9 metros.

La altura de las olas disminuye cerca de las costas por el abrigo que estas procuran, en lo cual influye notablemente su configuracion; por esto no son aplicables las fórmulas dadas sino en alta mar, y es preciso suponer al observador separado dos millas por lo ménos de los cabos más salientes y de sus prolongaciones submarinas. Douglas observó olas de 7 metros de elevacion en el faro de Bishop's-Roock; en Sunderland se midieron de 5 metros y de 4,5 metros en el puerto de Lybster (condado de Caith); de manera que no pecaremos de cortos tomando 7 metros para límite superior de las olas en los puertos del Océano; en el Mediterráneo, se suponen de 3,5 metros, y de 2,5 en el lago de Ginebra.

Debemos advertir que estas alturas de la ola se suponen medidas des-

de el fondo de ella hasta la parte superior ó cresta, existiendo alguna confusion en el modo que tienen los autores de contar las alturas; pues sucede con frecuencia no expresar si debe entenderse desde el nivel medio ó desde el fondo. Cuando en el curso de estas lecciones no hagamos ninguna salvedad, se supone siempre medida la ola de la segunda manera.

El método seguido para medir en alta mar la altura de las olas es muy inexacto, pero tambien el único que allí es posible emplear; consiste en esperar á que el buque se encuentre en la parte más honda de la ola y subir entónces por el mastil hasta un punto desde el cual se enfile la cresta con el horizonte; la altura marcada en el mastil es la que se busca. Escusado será hacer notar las imperfecciones de semejante método, que entre otras cosas supone la verticalidad del mastil obtenida difícilmente en el momento de la observacion.

32. Direccion, amplitud y velocidad de las olas.—Las elevaciones y depresiones formadas por las olas, no están sembradas al acaso, sino dispuestas segun líneas contínuas, rectas y perpendiculares á la accion del viento en alta mar, pero modificándose cerca de tierra por los accidentes de las costas. Estos surcos y lomas se reproducen en el mismo punto á intervalos iguales de tiempo y con igual altura, á ménos que la fuerza del viento no sufra algun cambio; de manera que todas marchan en la direccion del viento con una velocidad constante, siendo sustituidas por otras, y estas á su vez por otras indefinidamente. Resulta de aquí, que ademas de la altura debemos considerar en la ola su amplitud y la velocidad con que avanza. Su *amplitud* (llamada longitud por algunos autores) es la distancia comprendida entre dos elevaciones ó dos depresiones consecutivas; y la *velocidad* estará medida por la relacion de la amplitud al tiempo que média entre el paso consecutivo de dos crestas por el mismo punto, tiempo que recibe el nombre de *período* de la ola; y por último, se llama *fase* al estado en que la ola se encuentra en un punto y momento dado.

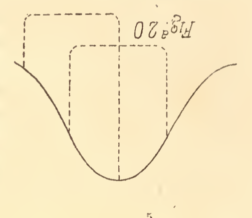
La forma de la ola es muy variada, y no puede fijarse *á priori;* sin embargo, lo general es admitir que representa una cicloide prolongada, á la cual realmente se asemeja bastante. La amplitud mayor observada en el Atlántico por Scoresby es de 230 metros; y en un mar tan cerrado como el de Irlanda, se midieron de 160 metros en el faro de Calf-of-Man. Pero

las observadas por Douglas en el faro de Bishop's-Roock exceden á las anteriores, segun resulta del siguiente cuadro:

ALTURA.	AMPLITUD.	VELOCIDAD EN METROS.
2,7	53	8 0
5,0	370 310	11,0
7,0	620	15,0

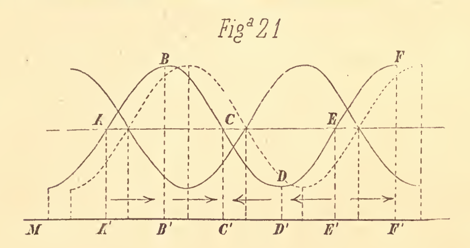
En el Mediterráneo han encontrado de Tessan y Berard para las olas una velocidad de 9 metros cerca de las costas; velocidad que hubiera sido mayor en alta mar, segun más tarde veremos. En el golfo de Gascuña, olas de 400 metros de amplitud se movian con la velocidad de 20 metros.

33. Teorías de las olas.—Ántes de pasar adelante debemos decir algo de las diferentes teorías propuestas para explicar la formacion y movimiento de las olas. Su marcha es aparente; un cuerpo flotante en la superficie asciende y desciende con ella, pero sin avanzar horizontalmente, oscilando alrededor de un punto, por el cual pasa al cabo de períodos regulares. Por desgracia, tanto la teoría de las olas como su parte experimental, es muy poco conocida; Bremontier quiso dar una explicacion del fenómeno suponiendo tan solo una oscilacion vertical en las moléculas del agua, teoría impugnada por Emy, quien opina, y con razon, que siendo el agua un flúido incompresible no se concibe cómo varía de altura un filete flúido si ninguna molécula sale de la vertical. Virla defendió más tarde la teoría de Bremontier, interpretándola á su manera y completándola con el movimiento horizontal de una parte de las moléculas; resultando de ambos en la masa flúida una agitacion análoga á las oscilaciones del agua en un tubo comunicante (fig. 20), y por ello recibió la oscilacion el nombre particular que lo expresa *(siphonement)*.



Esta teoría es insostenible y opuesta á la experiencia, que no acusa tales movimientos horizontales en el fondo. No se concibe con arreglo á ella, ni el cruzamiento ni las oscilaciones del sinnúmero de sifones que se formarian, ni la posibilidad de que tales movimientos se realicen. La agitacion en el sentido horizontal es, contra lo que debiera suceder en aquella teoría, más débil para los puntos más distantes de la superficie. Virla atribuye á los movimientos horizontales de las moléculas, las corrientes y otras agitaciones que suelen sentirse en el fondo y que arrastran las redes de los pescadores; hipótesis inadmisible, pues de ser cierta deberian desarrollarse corrientes alternativas y no contínuas.

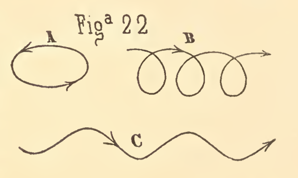
Hé aquí una explicacion del movimiento de las olas, análoga á la que Emy propone. Supongamos que sobre las moléculas que componen la masa flúida *A B C D E F* (fig. 21) actuan fuerzas horizontales, pero en distinto



sentido para las que se encuentran entre cada dos verticales consecutivas, correspondientes al nivel del líquido en reposo. En la parte *B C D*, el nivel tiende á elevarse por el agua que afluye á dicha seccion desde la izquierda *A B* y desde la derecha *D E*. En la parte *D E F* el nivel baja; en la *D E*, por el vacio que dejan las moléculas que se mueven en sentidos opuestos, y en la *E F* ademas por el avance de las moléculas que forman parte de ella. La curva se traslada con estos movimientos á una posicion infinitamente próxima, y partiendo de ella, podemos continuar de posicion en posicion haciendo recorrer á la ola una extension dada. Esta ondulacion presenta grande analogía con las producidas por el viento en un campo de trigo; las espigas sin mudar de sitio hacen que la ondulacion avance al traves del campo.

34. Estudios matemáticos sobre las olas.—La teoría nada puede enseñar que prácticamente sea aplicable á nuestro objeto; diferentes ensayos se han hecho sin éxito en este sentido por distinguidos matemáticos; los debidos á Lagrange, Poisson y Cauchy, no comprenden el caso más general, y sí sólo algunos particulares, ó cuando ménos, limitan la cuestion por condiciones que no siempre se realizan. Las fórmulas á que conducen sus diferentes teorías son en extremo complicadas, y sólo es posible deducir de ellas algunos resultados generales, sin resolver las dudas y contradicciones que se observan en la comparacion de los datos obtenidos por distintos experimentadores.

Otros autores, entre ellos Young, Kelland, Robertson, Gerstner y Airy, han pretendido dar á su teoría un carácter más práctico; pero (además de las limitaciones que establecen), ó suponen conocida la forma de la superficie de la ola, ó dada la ley del movimiento de las moléculas. En la imposibilidad de discutirlas todas, tomemos como ejemplo la de Airy. Este principia suponiendo que el movimiento horizontal de cada molécula es oscilatorio; de manera que al cabo de períodos iguales de tiempo, la molécula vuelve á ocupar las mismas posiciones; lo cual da por resultado para la órbita de la molécula una curva cerrada *A* (fig. 22) de forma elíptica. Esta hipótesis, suficientemente exacta, en agua tranquila, es tambien admisible para la explicacion de los fenómenos en general. Cuando las moléculas poseen una velocidad de traslacion en cierto sentido (como sucede en una corriente), la órbita ya no será cerrada, sino una curva *B* formando lazos; y la velocidad podria ser tal, que los lazos se deshiciesen como en *C*, análogamente á las curvas epicicloidales que de acortadas pasan á alargadas. Pero si destruimos la velocidad de traslacion suponiendo trasportada toda la masa flúida en sentido contrario al movimiento y con una velocidad igual á la de las moléculas, el fenómeno no se habrá alterado, y reduciremos este caso en el anterior. Por ejemplo, en la superficie de las corrientes de agua de gran velocidad, se forman ondulaciones permanentes é invariables de forma y posicion. Las moléculas que se



encuentran en la superficie, recorrerán realmente la curva sinuosa de la ondulacion; alejándose progresivamente del punto de referencia elegido en la márgen. Si á toda esta masa la suponemos en movimiento en sentido contrario á la corriente, las ondas se alejarán reproduciéndose periódicamente, pero las moléculas oscilarán alrededor de un punto que se conserva siempre á la misma distancia del de referencia. Por el contrario, en las ondas formadas en un agua tranquila, como las producidas en un estanque por una piedra, ó en las olas del mar, el movimiento real de las moléculas es oscilatorio, pero la ondulacion avanza. Considerando á toda la masa animada de un movimiento igual y en sentido contrario al de la ondulacion, esta aparecerá inmóvil como si se hubiese formado en una corriente: las moléculas de la superficie habrán recorrido la curva ondulada que aquella presenta y las demas curvas análogas á aquella.

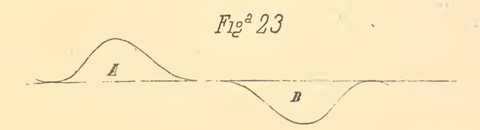
Hasta aquí no hay dificultad en admitir la teoría de Emy, y salvas las restricciones que este autor introduce, es aplicable exactamente á la ondulacion de la marea, segun más tarde veremos; pero al hacer aplicacion á las olas, Airy, que la desarrolla, se ve precisado á suponer conocida la ley del movimiento oscilatorio en el sentido horizontal, lo cual, siendo puramente hipotético, queda en pié la duda de si los fenómenos serán los mismos con otra ley distinta para el movimiento. Así resulta, segun luego veremos, que las observaciones de Tessan y Aimé están en oposicion con algunos resultados de la teoría, al paso que las de otros observadores los confirman. En la ondulacion que forma la marea, no existe esta indeterminacion; pues la forma de la funcion que representa el movimiento vertical es conocida en un punto, empírica ó teóricamente, lo cual basta para la resolucion del problema.

35. Clasificacion de las olas.—Si la teoría ha sido impotente hasta hoy, tratando de explicar fenómenos tan complicados como se presentan en las olas, no lo son ménos los experimentos practicados. Muchos se han dedicado á esta clase de trabajos, pero las observaciones son incompletas, y los resultados con frecuencia contradictorios. Los hermanos Weber, Scot Russell, Dyar, Aimé, Caligny, y recientemente Bazin, han acrecentado el caudal de datos, pero sin resolver las dudas; siendo muy frecuente encontrarse con afirmaciones opuestas y con otras que carecen de comprobantes. Este punto es bastante importante para que sin entrar á discutir todos los experimentos, hagamos conocer el estado de la cues-

tion y fijemos las bases de ulteriores observaciones. Tomaremos como objeto de la discusion los de Scot Russell, por ser más detallados y obedecer á una clasificacion científica más ó ménos admisible.

Scot Russell distingue cuatro órdenes de ondas, de los cuales sólo hacen á nuestro objeto los dos primeros. Cualquiera que sea el género ó el órden de la onda, ésta es *libre* si la causa que la ha producido cesa de repente, y *forzada* cuando sobre las moléculas flúidas continúan actuando fuerzas que modifican la ondulacion. Las que forma una piedra arrojada en un estanque, son de la primera especie, al paso que las olas mientras sopla el viento que las dió orígen, son de la segunda; aunque pueden ser de la primera cuando el viento cesa de soplar ó no llega al punto en que se observan.

El carácter distintivo de una onda de primer órden, es el aparecer aislada cualquiera que sea la causa de la agitacion, por cuyo motivo recibe el nombre de *onda solitaria*. Cuando aparecen várias de este género, es debido á que una misma ó várias causas han actuado succesivamente sobre la masa líquida. Se observó por primera vez en los canales; las barcas que navegan en ellos, levantan ondas cuya velocidad es independiente de la de las barcas, y la forma de su seccion es semejante á una sinusoide. Se presenta siempre, ó elevada toda sobre el nivel ordinario del líquido (fig. 23), y entónces recibe el nombre de *positiva*; ó



toda ella debajo del mismo nivel, en cuyo caso se la llama *negativa*. Se diferencia en esto de las demas ondas que tienen una parte positiva y otra negativa, y tambien en su persistencia y duracion. Entre los varios ejemplas que refiere Scot Russell, citaremos el siguiente: Una onda de primer órden de 0,158 metros de altura conservaba aún una altura de 0,051 despues de recorrer 976 metros.

Las ondas de segundo órden no pueden, segun Scot Russell, ser un compuesto de dos de las anteriores, una positiva y otra negativa; al con-

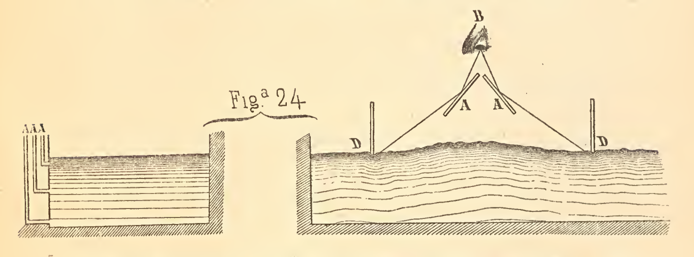
trario de aquellas se presentan siempre en grupos, por lo que reciben el nombre de *gregarias* (ú ondas *corrientes*, segun Calygny). Scot Russell ha intentado inútilmente reunir dos de primer órden con las condiciones requeridas, es decir, una positiva y otra negativa, sin poderlo conseguir; la positiva avanzaba más rápidamente que la negativa, con arreglo á la ley que luego estableceremos. Cuando la positiva marcha detras, pasa muy pronto delante de la negativa por su mayor velocidad; pero si se encuentran en direcciones opuestas, se anulan y el agua recobra su tranquilidad cuando son iguales, ó resulta, siendo desiguales, una onda equivalente á la diferencia. Otro observador, Dyar, ha encontrado, sin embargo, en sus experiencias, que dos ondas iguales y de diferente signo, se neutralizan momentáneamente, pero continuan luego su marcha en sentido contrario. Calygny admite, aunque sin dar razon alguna, que dos ondas de primer órden y de diferente signo pueden aparecer como una sola. Hé aquí tres opiniones diferentes sobre un mismo hecho, que sería conveniente comprobar con nuevos experimentos.

Pero aunque existan diferencias en el modo de presentarse las ondas, ¿serán distintas las leyes de su trasmision y de sus efectos, como pretende Scot Russell? Esto es lo que no está suficientemente probado, por cuyo motivo, á falta de otros experimentos directos, aprovecharemos para las aplicaciones los resultados de la experiencia sobre aquellas ondas.

36. Experimentos de Scot Russell. —Los experimentos de Scot Russell versan principalmente sobre las ondas de primer órden. Los procedimientos para formarlas se variaron de diferentes maneras, dando siempre los mismos resultados; ya haciendo mover un plano vertical á lo largo del canal, ya introduciendo repentinamente en él una pequeña masa de agua; y por último, dejando caer un peso desde cierta altura. Scot Russell hizo sus experimentos en canales de mayores dimensiones que los empleados por los hermanos Weber. La cubeta de estos sólo tenía de 1,733 á 2,00 metros de largo; 0,216 á 1,00 metros de profundidad; y 0,014 á 0,027 de ancho. La de Scot Russell variaba entre 0,305 metros á 3,660 de ancho; y de 0,025 á 1,830 metros de profundidad. Aunque la longitud de la cubeta excedia de 6 metros, aún se consideraba insuficiente para medir la velocidad, y se hacía reflejar repetidas veces la onda en las cabezas de la cubeta, multiplicando el espacio recorrido.

La forma de la onda se dedujo de igual manera que lo practicaban los

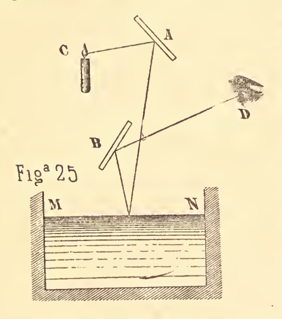
hermanos Weber, observando la impresion que dejaba en una placa de cristal expolvoreada con harina; pero, á fin de evitar los errores á que podia conducir la deformacion de la figura por el avance de la onda durante el tiempo que la placa permanecia sumergida, se tomó la precaucion de comunicarle, al sacarla, un movimiento de traslacion de igual velocidad que la de las ondas. Lo altura de estas se observaba en varios tubos teñidos de color, que comunicaban con la cubeta (fig. 24); y la amplitud por



medio de dos puntas *D* situadas casi en contacto con el agua. Apénas la onda tocaba á una de ellas, la capilaridad determinaba la formacion de una superficie cóncava que reflejaba la luz y la dirigia por medio de un espejo *A* á la vista del observador situado en *B*. Cuando entre las dos puntas mediaba la distancia que mide la amplitud de la onda, la reflexion era simultánea en ambos extremos; pero trascurria cierto tiempo proporcional á la diferencia entre la amplitud que marcaban y la verdadera, si las puntas no estaban bien colocadas. Nada dice, sin embargo, de la manera de averiguar, aunque sólo fuese aproximadamente, la distancia á que debieran colocarse las puntas. Creemos más fácil determinar la amplitud observando el paso de las dos extremidades por un punto dado, despues de averiguar, en la forma que vamos á exponer, la velocidad de la onda.

Esta velocidad (fig. 25) se determinó exactamente por repetidas observaciones del paso de la onda por un punto elegido en la cubeta. Generalmente se anotaban tres de ella en cada trayecto; las dos extremidades y la cresta. En algunos experimentos se hicieron hasta sesenta observaciones, habiendo recorrido la onda una longitud de 366 metros. El aparato se dispuso de la siguiente manera: una luz *C* es reflejada en dos espejos

A y *B* y en la superficie *M N* del líquido; el observador se situaba en *D*, y por medio de un anteojo provisto de un micrómetro, hacía coincidir con la cerda vertical una raya negra trazada en el espejo por el eje de la imágen de la luz. Verificándose la reflexion segun la normal al plano del líquido, la coincidencia subsistirá para la cresta de la onda y su parte inferior; pero en los demas puntos, la imágen de la luz aparecerá siempre, delante de la cerda para la parte anterior de la onda, y detras cuando pasa la posterior; de esta manera pudieron observarse ondas de 914 milímetros de longitud y 2,5 de altura.



Figª 25

Es necesario tomar ciertas precauciones en la formacion de las ondas para que no resulten mezcladas con otras de segundo órden que alteren su forma; como estas últimas se separan muy pronto de las primeras, no principia á medirse la velocidad hasta haber recorrido la onda una ó dos longitudes del canal. ¿Serán acaso estas ondas de segundo órden las que, segun las teorías de Poisson y de Cauchy, forman parte de la ondulacion general, y que moviéndose todas con movimiento uniformemente acelerado se alejan rápidamente unas de otras y acaban por separarse? En las negativas la separacion es muy difícil, y Scot Russell no ha podido nunca desembarazarse por completo de ellas.

La onda forma, segun Scot Russell, Rankine y otros autores, una cicloide prolongada, ó curvas análogas á ella; Scot Russell, estableció empíricamente una relacion entre la amplitud y la profundidad.

$$(2)\ \lambda = 2\pi H - \frac{C}{aH} = 2\pi H - l$$

Siendo λ la amplitud de la onda; H la profundidad; a el ancho del canal; C el volúmen de la onda, y l la longitud del canal que le corresponde. De aquí resultan tres consecuencias importantes: 1.ª Que si el calado disminuye, la ondulacion acorta su amplitud. 2.ª Que acortando ésta, la altura de la onda aumenta. 3.ª Y por último, si el ancho del canal disminuye, la amplitud disminuye tambien y la altura aumenta.

Esta relacion entre la amplitud y la profundidad, es puramente empírica, y dudamos se pueda establecer siempre alguna entre ambos elementos de la onda; quizás en las condiciones en que Scot Russell realizó sus experimentos la ley existiese; pero no se puede afirmar sea general. La formacion de la onda de la manera que Scot Russell la obtenia, no es tampoco el caso ordinario, y así sólo haremos uso de la fórmula algunas veces y para deducir resultados generales, cuando las condiciones sean análogas á las de los experimentos de donde se ha sacado.

37. Velocidad de la onda.—Así de los experimentos de Scot Russell como de los de Bazin, se deduce que la fórmula

$$(4)\quad V=\sqrt{g\ (H\pm h)}$$

satisface bastante á los resultados de los experimentos, y mejor aún en las ondas positivas que en las negativas. Esta fórmula, que es la de Lagrange, modificada por la introduccion de la altura h de la onda, sólo puede ser aceptable entre ciertos límites, ó por lo ménos es necesario admitir que ondas de esta clase no se forman en todas las profundidades; pues de otro modo la fórmula nos conduciria en un flúido de profundidad indefinida á una velocidad infinita; resultado evidentemente absurdo. En estos experimentos y en los de Bazin, la relacion entre las profundidades del canal y la altura de la onda llega á 50; pero áun así no queda resuelta la duda. Era tambien necesario consignar la amplitud de la onda, cosa que no se hace, y observar su influencia. Es verdad que, suponiendo con Scot Russell, existe una relacion entre la amplitud y la profundidad del canal, implícitamente se tiene en cuenta aquella; pero siempre queda en pié la duda hasta qué punto y entre qué límites la relacion es exacta.

Lo mismo Scot Russell que Bazin, han encontrado que la velocidad de trasmision en un canal, cuya seccion no es un rectángulo, depende de la altura média de la seccion correspondiente al ancho que el canal tiene en la superficie. Así, para la forma triangular, la velocidad es la debida á la mitad de la altura; en una seccion parabólica á los dos tercios, etc. Esta ley es exacta en el caso de ser pequeña la seccion con relacion á la magnitud de la onda, y cuando la profundidad varía de una manera regular en la seccion, entónces la onda modifica su altura en los diferentes puntos para que la velocidad resulte próximamente la misma en todos ellos; pero si no, la onda se fracciona en trozos que marchan con velocidades diferentes.

38. Experimentos de Bazin.—Aunque incompletos, los experimentos de Bazin se han llevado á cabo en mayor escala, y sus fórmulas son más generales que las de Scot Russell, si bien coincidiendo en los casos en que ambos han hecho observaciones. Los primeros experimentos se hicieron en un canal rectangular de 2 metros de ancho y de 432 de longitud, con una ligera pendiente de uno y medio por mil en el fondo; variando las alturas, desde 0,682 á 0,307 metros en la extremidad más profunda, que se reducian en la opuesta en razon de la pendiente del fondo, á 0,441 y 0,066 metros. La onda se producia inyectando súbitamente una masa de agua sobre la que permanecia en reposo en el canal.

La altura de la onda se medía en diferentes puntos por medio de reglas colocadas á la distancia próximamente de 20 metros; la observacion se principiaba 32 metros más allá del orígen de la onda, esperando á la desaparicion de los movimientos tumultuosos del agua á su salida. El resultado ha sido el mismo obtenido por Scot Russell [37]. Como la profundidad variaba de una estacion á la siguiente, se calcularon las velocidades correspondientes á las profundidades extremas, tomando luego el término medio para la velocidad que habia de compararse con la observada.

La forma exterior de la onda, muy tendida y marcada en el orígen, se acortaba elevándose poco á poco á medida que la profundidad disminuia; rompiendo cuando la onda se acercaba á tener una altura próximamente igual á la profundidad del canal; pero con frecuencia lo verificaba con alturas de onda bastante menores.

Experimentos análogos se hicieron con las ondas negativas: los resultados fueron más inseguros por la mayor dificultad de observarlas, pero la fórmula concordaba bastante bien, teniendo cuidado de cambiar el signo á la altura de la onda. Las ondas negativas se obtenian sustrayendo cierta cantidad de agua del canal de experimentacion.

Iguales observaciones y con idéntico resultado se hicieron en el canal de Borgoña. Unas, en el tramo divisorio de seccion rectangular y de 6,50 metros de ancho por 2,40 metros de profundidad; otras en el tramo 57° de la vertiente del Saona, con una seccion irregular que podia reducirse á un trapecio de diez metros de ancho en el fondo, con talúdes inclinados de dos de base por uno de altura suavizados en su parte inferior y cortados casi verticalmente á la altura ordinaria de las aguas; de tal manera que para pequeñas variaciones de nivel, el ancho en la línea de agua era inva-

riable. Pero en esta ocasion era necesario (segun lo habia ya observado Scot Russell) tomar la profundidad média correspondiente á la anchura 16,40 metros del canal en la superficie del agua. Lo pequeño de la altura de las ondas sobre el nivel del canal, obligó á desechar las reglas graduadas para la observacion, empleando flotadores de cuadrante como más sensibles.

En este tramo se observaron las ondas reflejadas en las extremidades del canal, recorriendo la onda reflejada toda su longitud en el mismo tiempo, próximamente, que la directa hasta su desaparicion completa.

39. Ondas en agua corriente. — Otros experimentos se hicieron sobre ondas propagándose en una corriente. Si todas las moléculas líquidas estuviesen animadas de una misma velocidad, bastaria para obtener la de la onda con relacion á las márgenes, sumar algebráicamente la de la onda considerando el agua en reposo, con la de la masa flúida; pero las diferentes velocidades y los movimientos irregulares de las moléculas no permitian admitir dicha ley sin experimentos prévios.

Cuando la onda se mueve contra la corriente, no presenta su frente tan acusada como propagándose en una agua tranquila, y tiende á apagarse rápidamente á medida que avanza; la experiencia ha confirmado, especialmente para las ondas positivas, la fórmula siguiente:

$$(5)\quad V=\sqrt{g\,(H\pm h)}\pm U$$

siendo U la velocidad de la corriente.

De la fórmula se deduce que U y $H+h$ podrán llegar á ser tales que la onda cese de avanzar. Tambien se deduce como consecuencia, que podrá avanzar más fácilmente cerca de los bordes del canal, donde la velocidad es menor. El rozamiento y la forma de la seccion modifican á veces este resultado, estableciendo una compensacion entre la menor profundidad con el rozamiento y la menor rapidez de la corriente. Los medios de formacion y observacion de las ondas, fueron análogos á los empleados en el caso anterior.

40. Ondas producidas por una masa flúida contínua.—Hasta ahora se ha supuesto siempre que la proyeccion de la masa flúida era instantánea, dando lugar á una onda aislada; pero si á intervalos muy cortos de tiempo se repite igual operacion, se tendrá una serie de ondas muy próximas, que se reunirán en una sola si la salida del líquido es contínua.

Hé aquí el resultado de los experimentos hechos en este caso. 1.° La

altura de la cabeza ó de la primera onda es notablemente superior á la del plano de agua que la sigue, y ordinariamente una mitad más. 2.° En la parte del canal que precede á la onda no se manifiesta ningun movimiento que indique su llegada; la parte posterior presenta una ligera inclinacion tanto más pronunciada cuanto más pequeña es la profundidad del canal y mayor el caudal; esta inclinacion determina cierto movimiento en el sentido de la propagacion de la onda. 3.° La forma de la cabeza es alargada y perfectamente regular cuando la profundidad del canal es grande; pero á medida que disminuye, la onda que forma la cabeza se acorta y se hace más aguda en el vértice hasta que la profundidad llega á ser insuficiente y la onda rompe.

La velocidad de la onda es tambien en este caso la de la fórmula (4), ya conocida [37], representando h la altura de la cabeza de la onda si esta fuese igual á la de la lámina de agua que la sigue. Siendo horizontal la superficie de esta, la masa de agua que habria pasado por una seccion en la unidad de tiempo sería

$$(6)\ Q = V L h$$

representando por L la anchura del canal y por Q el gasto; de cuya fórmula deduciremos

$$(6')\ h = \frac{Q}{VL} = \frac{q}{V}$$

siendo q el gasto de un canal cuyo ancho fuese la unidad.

De los experimentos no se deduce una relacion conocida entre la altura de la lámina de agua y la cabeza, pero sí que cuando la relacion se acerca á la unidad, es decir, cuando la lámina de agua alcanza próximamente la altura de la cabeza, la onda principia á romper. De manera que la altura de la cabeza sobre el nivel del canal puede representarse por $\frac{q}{V}$ multiplicado por un coeficiente k mayor que la unidad, y que puede llegar á valer 2.

La velocidad V en los casos ordinarios será

$$(7)\ V = \sqrt{g(H+h)} = \sqrt{g\left(H + k\frac{q}{V}\right)} = \sqrt{g\left(H + \frac{3}{2}\frac{q}{V}\right)}$$

tomando para k el valor más frecuente. De aquí se deduce:

$$(8)\ V^3 - g\,HV = kgq,$$

$$(8')\ y^3 - y = k\frac{q}{H\sqrt{gH}} = k\frac{u}{\sqrt{gH}}$$

en la cual se ha hecho $\frac{V}{\sqrt{gH}} = y$; y u representa la velocidad que en el canal tomaria el caudal de agua que forma la onda.

Cuando $\frac{u}{\sqrt{gH}}$ no pasa de 0,70, y $k = \frac{3}{2}$

$$(9)\ y = 1 + \tfrac{3}{5}\frac{u}{\sqrt{gH}} \text{ aproximadamente,}$$

y

$$(10)\ V = \sqrt{gH} + \tfrac{3}{5}u$$

No hace á nuestro objeto consignar aquí experimentos análogos hechos sobre ondas producidas por una interrupcion total ó parcial en la corriente de un canal, y nos contentaremos con decir que, cuando despues de haber producido la onda por la interrupcion de la corriente se restablece esta en los tramos inferiores, la onda continúa subiendo en los superiores, aunque el nivel descienda, análogamente á lo que más tarde veremos sucede con la trasmision de las mareas en las rias.

41. Ondas producidas por una corriente que penetra en otra.—La parte más importante de los experimentos es la que se refiere á la onda producida por una corriente que penetra en otra, y que extractamos por la relacion que tiene con las mareas en las rias. El gasto de la corriente que se introducia, se hizo variar entre 0,203 metros y 1,236 metros por segundo. Los procedimientos empleados fueron los mismos que en los casos anteriores, pero se tenía cuidado ademas de ver si la corriente se dirigia aguas arriba ó aguas abajo.

Supongamos que la corriente principal lleva un caudal Q, y Q′ la que forma la onda. Si Q es muy pequeña, la corriente se dirigirá hácia aguas abajo, aunque la onda recorra el canal en sentido ascendente. Llamando q el gasto variable de la corriente que forma el remanso, correrá hácia aguas abajo una cantidad representada por $Q + Q' - q$

Si Q′ aumenta, q aumentará tambien, y podrá llegar á ser tal que $q = Q$,

en cuyo caso las aguas de la corriente Q' serán solas las que desciendan; y habrá un remanso en las de aguas arriba. Por último, aumentando el caudal, la corriente se pronuncia en sentido inverso hácia aguas arriba. A medida que la onda penetra, la menor profundidad del canal disminuye la rapidez de la marcha hasta anularla; por consiguiente, llegado este punto la onda permanece estacionaria y el régimen se establece. Dicho régimen no llega á ser permanente sino despues de algun tiempo, durante el cual el punto de inversion de la corriente avanza hácia aguas arriba, hasta uno del cual no pasa.

Cuando no rompe la ondulacion, la fórmula (5) es tambien aplicable, pero no si la velocidad de la onda es pequeña (inferior á un metro por segundo); entónces los resultados del cálculo pecan por exceso en este caso, (y otro tanto sucede en los experimentos anteriormente citados); no pudo observarse con exactitud el instante del paso de la ondulacion, y esto deja alguna incertidumbre respecto del grado de exactitud de la fórmula

Así, siguiendo la misma marcha de ántes [40] llegaremos á la siguiente fórmula:

$$(11)\ V\,(V+U)^2 - gH\,(V+ku) = o$$

en la cual V designa la velocidad de la onda, U la de la corriente principal y u la que corresponde á la seccion del canal para el gasto q.

Si conociesemos q, el problema quedaba resuelto, pero aquí se tropieza con una verdadera dificultad; para eludirla, se siguieron dos métodos. Como la altura de la corriente se arreglaba por una presa situada aguas abajo, se aplicaron las fórmulas de la hidráulica relativas á los vertederos, suponiendo para pequeñas variaciones de la carga inicial, ó sea del régimen normal de la corriente, proporcionales los gastos á la potencia $^3/_2$ de la carga; la diferencia entre el producto dado por las dos corrientes y el agua que pasa sobre la presa calculada de aquel modo, daba el volúmen que forma el remanso. El segundo procedimiento consistia en determinar el volúmen q por las velocidades y alturas en el remanso.

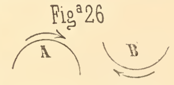
La fórmula equivalente á la (10) [40] en este caso es la siguiente:

$$(12)\ V = \sqrt{gH} + \tfrac{3}{5}u - U$$

Los experimentos de Bazin llevan una inmensa ventaja á los ántes descritos por la escrupulosidad y delicadeza de las observaciones y de los

medios y aparatos empleados en ellas; pero son incompletas, como tendremos ocasion de conocer más tarde al ocuparnos de la cuestion tan debatida por los ingenieros, del régimen hidráulico de las rias; por ahora nos limitaremos á decir que nada se consigna en su memoria que haga referencia á las velocidades reales de las moléculas flúidas, ni á la órbita que describen; no se examina la influencia en la altura de la onda, de la variacion progresiva de forma y magnitud de la seccion del canal; en una palabra, se pasa en silencio todos los elementos olvidados tambien por Scot Russell. Convendria, pues, mucho, que partiendo de una teoría más ámplia y con los métodos de observacion puestos en práctica por Bazin, se diese mayor latitud á los experimentos, lo que procuraria la resolucion definitiva de muchos puntos de la teoría, y la verdad de hechos hoy negados por unos y afirmados por otros ingenieros.

42. Movimiento de las moléculas.—El método seguido por todos los observadores para averiguar la marcha de las moléculas, es siempre el mismo; consiste en mantener en suspension en el agua cuerpos que tengan próximamente la densidad de ella. Para establecer la ley de su movimiento, se dejan en uno de los costados aberturas cerradas con placas de cristal; y en el opuesto y en el fondo se trazan cuadrículas, á las cuales se refieren las posiciones sucesivas de las moléculas. Scot Russell ha averiguado así que el movimiento se verifica en planos verticales paralelos á la marcha de la onda, y que la amplitud del movimiento horizontal es el mismo á todas las profundidades, al paso que el vertical disminuye desde la superficie al fondo, donde es nulo. La curva descrita afecta una forma parecida á una semielipse *A* (fig. 26), cuyo eje horizontal está representado por $\frac{C}{AH}$ para todas las moléculas, y el vertical disminuye proporcionalmente á la profundidad desde la superficie.



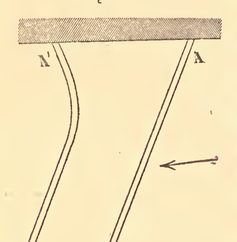
Las moléculas parten del reposo, recorren esta semiórbita y quedan inmóviles; de manera que todas las situadas en un plano longitudinal avanzan sucesivamente la misma longitud $\frac{C}{AH}$ [34] trasladándose toda la masa progresivamente.

Si la onda fuese negativa, las moléculas describirian, en sentido contrario al movimiento de traslacion de la onda, otra semiórbita *B* en posicion invertida.

43. Difusion.—Cuando las ondas de esta especie pasan bruscamente de una seccion estrecha á otra más ancha, sufren una modificacion, que Scot Russell llama *difusion.* Al desembocar en el canal más ancho, la onda se esparce segun un arco de círculo, en el cual disminuye rápidamente de altura, hasta ser insensible á los 90°, y de solo la mitad, y la tercera parte respectivamente, á los 30° y 60°.

44. Rozamiento.—El rozamiento ejerce, como era de presumir, una grande influencia en la duracion y velocidad de la onda; estos elementos disminuyen por la influencia de aquel á medida que la onda avanza, y tanto más, cuanto ménos ancho, regular y profundo es el canal y más asperezas presenten sus paredes. La altura de la onda influye á su vez en el rozamiento, segun una ley que no es conocida, como se demuestra en el siguiente ejemplo que cita Scot Russell. En un canal de 0,130 metros de profundidad y 0,305 de ancho, se formó una onda de 9 milímetros de altura, que se redujo á 0,75 de la primitiva á los 61 primeros metros; esta segunda altura, á la distancia de otros 61 metros, bajó á los 0,42 de la primitiva; luego á 0,21 á los 183 metros; 0,14 á los 244 metros; y por último, á los 305 metros quedó reducida á 0,10. Si reducimos estos números á los que corresponderian tomando por altura la del tramo anterior, obtendremos los siguientes: 0,75, 0,56, 0,50, 0,67 y 0,70; y por ellos se ve que el tercero es proporcionalmente menor.

45. Reflexion.—Scot Russell ha observado para estas ondas, que no siempre se verifica la igualdad entre el ángulo de incidencia y el de reflexion: esto sucede sólo cuando el ángulo de incidencia con relacion á la superficie es pequeño, pero á 45° ya es marcada la diferencia; y pasando de 60° la reflexion cesa de ser posible; acumulándose entónces la onda en el punto de contacto A (fig. 27), acelerando su movimiento y tomando una forma curva $A B$.



Hemos extractado cuanto contienen de importante las memorias de Scot Russell, relativo á esta clase de ondas; pero debemos advertir que los demas autores, ó no las mencionan, ó no hacen distincion

entre los diferentes órdenes establecidos por aquel ingeniero, ó si la hacen, es siempre refiriéndose á lo dicho por él. Y en verdad; ¿existe una diferencia radical entre las diferentes especies de ondas, ó no son más que casos particulares sometidos á una ley general que las comprende todas? Las ondas producidas en los experimentos de Scot Russell corresponden por su modo de obtenerse precisamente al caso para el cual deduce Poisson que la trasmision del movimiento en el sentido horizontal disminuye con lentitud, al paso que las observadas en el mar se forman en condiciones diferentes y corresponden á aquel en que la agitacion decrece rápidamente; y sin embargo, ambos son corolarios de la misma teoría.

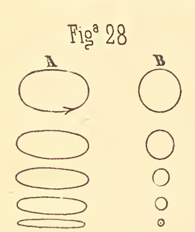
46. Ondas inmóviles.—Las corrientes suelen presentar ondas inmóviles en puntos determinados de su superficie; dichas ondas están clasificadas por Scot Russell en el segundo grupo, de que trataremos en el siguiente párrafo: afectan tambien una forma cicloidal, y las moléculas recorren curvas de esta especie, de igual amplitud y de altura variable, que dependen de la velocidad de la corriente, siendo el carácter distintivo el no manifestar tendencia á una difusion lateral, y pocas veces excede su extension de su amplitud. Cuando un arroyo entra en un estanque, se nota perfectamente su paso al través del agua en reposo, por la formacion de este género de ondas.

47. Olas de segundo órden.—Las olas del mar son de la misma especie que las anteriores; si en estas suponemos toda la masa líquida trasportada en sentido inverso á la corriente, habremos convertido el caso anterior en el actual. Esta clase de ondas se presentan en grupos; su masa no aparece toda como en las de primer órden, superior ó inferior al nivel del líquido en reposo, sino que una parte se eleva y otra se deprime con relacion á dicho nivel.

Las ondas de este género se formaron en los experimentos, arrastrando un cuerpo sólido sobre el fondo del canal, y tambien fueron objeto de observacion las que acompañan á las ondas negativas de primer órden [36]. La velocidad comunicada al cuerpo sumergido y su forma, influyen en la altura de la onda, pero no en su velocidad y amplitud. La velocidad de trasmision la encuentra Scot Russell conforme con los resultados obtenidos por Weber, proporcional á la raiz cuadrada de la amplitud, é independiente de la altura y profundidad. Tambien satisfacen con bastante aproximacion las fórmulas de Airy, que luego citaremos, más complica-

das y que se reducen á las de Weber cuando la profundidad es indefinida.

Las moléculas se mueven en órbitas cerradas; elipses segun Airy, Emy y otros autores (fig. 28), cuyo eje vertical decrece rápidamente á partir de la superficie; círculos, segun Weber y Scot Russell que disminuyen en progresion geométrica, y cuyos diámetros están representados por



$$(13)\quad be^{-\frac{y}{a}}$$

siendo b el diámetro del círculo descrito por las moléculas de la superficie, a el rádio del círculo que engendra la cicloide, é y, la profundidad á que se supone situada la molécula.

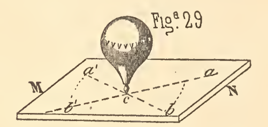
Si las ondas se mueven en agua corriente, las moléculas no describirán las órbitas cicloidales de las inmóviles ni los círculos ó elipses de las oscilantes, sino una curva de lazos, resultado de la combinacion de los movimientos orbital y de traslacion (fig. 22) [34].

Scot Russell nada dice sobre la reflexion de estas olas, su difusion lateral, influencia de la forma del canal en su altura y velocidad de trasmision etc. etc.; y debemos, sin perjuicio de rectificar si experimentos ulteriores lo desmintieren, admitir para ellas los resultados obtenidos para las ondas de primer órden.

48. Observaciones hechas sobre las olas en el mar. — Tambien Scot Russell ha hecho observaciones sobre las olas del mar, que confirman los anteriores resultados. Las olas nunca son ondas de traslacion ó de primer órden; pero se convierten en ellas cuando se acercan al momento de romper sobre la playa. Esto es una prueba más que confirma las dudas que emitimos [45] relativas á la diferencia radical que Scot Russell establece entre los dos órdenes de ondas, y hace sospechar exista una relacion entre ellas y un tránsito de la una á la otra, ligado por una fórmula comun, segun propone Airy, con términos predominantes en cada caso.

Aimé emprendió en la rada de Argel una serie de experimentos con objeto de averiguar la marcha de las moléculas líquidas y la profundidad á que trasmitian su agitacion: el aparato empleado se componia de una jaula ó armazon de madera lastrada lo suficiente para asegurar su estabi-

lidad en el punto conveniente. En el fondo de la jaula habia dispuesta (fig. 29) una placa *M N* de plomo, en cuyo centro *c* se sujetó un cono ó trompo de madera, movible á impulso de las olas y guarnecido de puntas, que dejaban una señal en la placa á cada oscilacion. Todas las señales formaban dos arcos de círculo *a b*, *a' b'* simétricos é iguales al valor angular en que variaba la direccion de las olas. Esto demostraba: 1.° que el movimiento de las moléculas era oscilatorio; 2.°, que se verificaba en la direccion misma de movimiento aparente de las olas.



Este resultado lo comprobó de la manera siguiente: Soltaba desde el fondo cuerpos más ligeros que el agua (aceites teñidos de colores), y se observó su marcha ascendente al traves de las capas de agua; si las moléculas se moviesen en el mismo sentido, la trayectoria resultaria ser una curva sin puntos de inflexion; la curva ondulada (fig. 30) descrita por el cuerpo flotante acusa en las moléculas movimientos encontrados.



Aimé ha venido á parar á las conclusiones siguientes. En una mar medianamente agitada, es decir, cuando la ola cuenta desde el fondo hasta la cresta una altura de 1,30 á 1,80 metros, el movimiento de las moléculas es muy apreciable á la profundidad de 12 á 15 metros; y con mares gruesas, la agitacion no deja de ser sensible hasta la profundidad de 40.

El movimiento de las moléculas es oscilatorio en un plano perpendicular á la ola [24]; aquellas marchan al encuentro de la que llega, y en cuanto entran en el plano vertical correspondiente á la cresta, retrogradan para avanzar en el sentido de su marcha aparente: despues el movimiento de la molécula se va retardando y cambia de signo para marchar al encuentro de otra ola. La amplitud de esta oscilacion horizontal suele llegar á un metro, aunque ordinariamente sea menor, y varía poco de la superficie al fondo cuando la agitacion cerca de este es muy fuerte.

La molécula tiene ademas una oscilacion vertical que disminuye rápidamente á contar desde la superficie del agua en estado de reposo; en el

fondo es casi nula. Aimé asimila las curvas á elipses del mismo eje horizontal, y cuyo eje vertical decrece con la profundidad.

De las anteriores conclusiones se deduce que el movimiento de la molécula es nulo en la parte más alta y en la más baja de la onda, lo cual no es compatible con la forma elíptica supuesta por Aimé. Tessan afirma tambien que en dichos puntos no varía el azimut de los cuerpos flotantes. Estos resultados necesitan confirmacion, pues darian para las órbitas curvas muy diferentes de las observadas.

Por último, Caligny sostiene que una parte de las moléculas situadas en la misma vertical se mueve en un sentido, mientras el resto de ellas lo verifica en el opuesto.

49. Resultados de la teoría de Airy.—Ya se ha dicho [34] cuán indeterminados eran los resultados de la teoría, cuando esta se toma con la generalidad debida para comprender todos los casos; debiendo tener en cuenta ademas que en ellos se supone una formacion regular de la onda, y que no son aplicables á los tumultuosos movimientos y efectos encontrados que se desarrollan en el mar y son procedentes de diversas causas. De todas las teorías, la de Airy es la que, á pesar de sus defectos, da resultados más prácticos (a).

Airy elige para representar la perturbacion horizontal de la molécula fuera de su estado de reposo, la funcion elemental.

$$(14)\quad P\cos(nt - mx - Q)$$

en la cual P y Q dependen sólo de y. En esta expresion x é y representan respectivamente las coordenadas horizontal y vertical de la molécula cuando el líquido está en reposo, contadas desde el fondo; t el tiempo; n y m dos constantes. Los valores horizontal y vertical de la perturbacion que resultan para cada molécula en un instante determinado, vienen dados por las fórmulas.

$$(15)\quad \begin{cases} X = A\,(e^{my} + e^{-my})\cos.(nt - mx) \\ Y = -A\,(e^{my} - e^{-my})\,\mathrm{sen.}(nt - mx) \end{cases}$$

siendo A constante. Las n y m están ligadas por la relacion

(a) Veánse los apéndices.

$$(16)\ n^2 = mg \times \frac{e^{mk} - e^{-mk}}{e^{mk} + e^{-mk}}$$

siendo k la profundidad del agua. El arco $nt—nx$ recibe el nombre de *fase* de la ondulacion [32], pues determina el estado de cada molécula para un instante y un punto dados.

Cuando sin variar t agregamos á mx, $2q\pi$ (siendo q un número entero), no se altera el valor de X ni el de Y; luego en el mismo instante habrá igual perturbacion en puntos que disten entre sí $\frac{2\pi}{m}$; esta cantidad es la medida de la amplitud de la onda [32].

Tampoco varian por igual razon las perturbaciones correspondientes al mismo punto, pero en instantes que difieren entre sí $\frac{2q\pi}{n}$; $\frac{2\pi}{n}$ se llama el período de la ola [32].

Si hacemos variar simultáneamente x y t convirtiéndolos en $t+t'$ y $x+x'$; la perturbacion será la misma, siempre que se verifique la relacion

$$nt' - mx' = 2q\pi$$

pero considerando sólo una onda habrá que hacer $q = o$; ó

$$(17)\ nt' - mx' = o\ ;\ ó\ \frac{n}{m} = \frac{x'}{t'} = V$$

que nos da para cada valor de t el correspondiente de x en donde se verifica la perturbacion señalada, ó la velocidad de propagacion. Combinado su valor con la relacion (16) se deduce:

$$(18)\ V = \sqrt{\frac{g}{m} \times \frac{e^{mk} - e^{-mk}}{e^{mk} + e^{-mk}}}$$

Llamando λ la amplitud de la ola, V puede expresarse en funcion de ella por la relacion $\lambda = \frac{2\pi}{n}$, resultando entónces:

$$(19)\ V = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \times \frac{e^{-\frac{4\pi k}{\lambda}} - 1}{e^{\frac{4\pi k}{\lambda}} - 1}}$$

y el período de la ola

$$(20)\ \tau = \frac{2\tau}{n} = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g} \times \frac{e^{\frac{4\pi k}{\lambda}}+1}{e^{\frac{4\lambda k}{\lambda}}-1}}$$

Cuando $\frac{k}{\lambda}$ ó la profundidad relativamente á la amplitud de la ola es muy grande, la unidad en el numerador y denominador (19) es despreciable, y la fórmula se deduce á

$$(21)\ V = \sqrt{\frac{g}{2\pi}\lambda}$$

entónces la velocidad depende sólo de la amplitud de la ola, lo cual se verifica con un error despreciable, áun cuando la profundidad sea sólo la mitad de aquella. Vemos, pues, que en mares profundos las olas pueden tomar grandes velocidades. A la de 20 metros, considerada como límite, corresponde una amplitud de 250 metros. Pero si $\frac{K}{n}$ fuese muy pequeño, ó la ondulacion muy extensa respecto de la profundidad, resulta desarrollando la exponencial

$$(22)\ V = \sqrt{gK}$$

ó dependiente sólo de la profundidad; basta para ello que la amplitud de la onda sea 315 veces la profundidad. En los demas casos influyen en la velocidad ambos elementos á la vez.

Llamando a y b á los factores que en la expresion de X é Y multiplican á la funcion periódica, deduciremos

$$(23)\ \frac{X^2}{a^2} + \frac{Y^2}{b^2} = 1$$

ecuacion de una elipse, cuyos semiejes son a y b ó

$$(24)\left\{\begin{array}{l} A\,(e^{\frac{2\pi\lambda}{\lambda}} + e^{-\frac{2\pi\lambda}{\lambda}}) \\ A\,(e^{\frac{2\pi\lambda}{\lambda}} - e^{-\frac{2\pi\lambda}{\lambda}}) \end{array}\right.$$

que son las mayores perturbaciones horizontales y verticales.

Cuando $y=0$ ó en el fondo del mar la elipse se convierte en una línea recta, cuya longitud es $2A$. A partir de aquel punto, el eje vertical va aumentando rápidamente con y hasta aquel en que $e^{-\frac{2\pi y}{\lambda}}$ es despreciable en comparacion de $e^{\frac{2\pi y}{\lambda}}$, y desde allí los dos ejes pueden considerarse iguales, ó las elipses círculos; de manera que cuando la profundidad es muy grande, todas las moléculas describen círculos á excepcion de las inmediatas al fondo, cuyas órbitas son elipses cada vez más achatadas, hasta convertirse en una línea recta.

La expresion

$$e^{\frac{2\pi y}{\lambda}}+e^{-\frac{2\pi y}{\lambda}}$$

convertida en $e^{\frac{2\pi y}{\lambda}}$ cuando la profundidad es muy grande y las moléculas no están próximas al fondo, puede ponerse bajo otra forma.

$$e^{\frac{2\pi k}{\lambda}}\times e^{-\frac{2\pi}{\lambda}(k-y)}$$

luego la extension del movimiento horizontal de las moléculas ó la agitacion, disminuye en proporcion geométrica cuando la profundidad $k-y$ á que está situada la molécula aumenta en proporcion aritmética.

Si la profundidad es muy pequeña

$$\begin{cases} e^{\frac{2\pi y}{\lambda}}+e^{-\frac{2\pi y}{\lambda}}=2 \\ e^{\frac{2\pi y}{\lambda}}-e^{-\frac{2\pi y}{\lambda}}=\frac{4\pi k}{\lambda}-\frac{4\pi}{\lambda}(k-y) \end{cases}$$

la perturbacion horizontal es constante, y la vertical disminuye proporcionalmente á la profundidad.

La velocidad horizontal de las moléculas es

$$(25)\ \frac{dX}{5t}=nA\left(e^{\frac{2\pi y}{\lambda}}+e^{-\frac{2\pi y}{\lambda}}\right)\operatorname{sen}(nt-mx)=n\frac{a}{b}Y;$$

de manera, que la mayor velocidad horizontal, ya positiva ya negativa, cor-

responde á la cúspide y al fondo de la ola, en cuyos puntos tiene Y los mayores valores positivos ó negativos. Por medio del valor de $\frac{dY}{dt}$ se haria ver análogamente que la velocidad mayor es el sentido vertical, corresponde al nivel de agua en reposo.

Trasformando la funcion de y que en el valor de la velocidad [25] horizontal multiplica la funcion periódica tendremos:

$$(26)\ \frac{dX}{dt} = e^{\frac{2\pi k}{\lambda}} [e^{-\frac{2\pi}{\lambda}(k-y)} + e^{-\frac{4\pi k}{\lambda}} \times e^{\frac{2\pi}{\lambda}(k-y)}]$$

Cuando $\frac{k}{\lambda}$ es muy grande (segun sucede en las olas de alta mar) el segundo término puede despreciarse para las capas superficiales, y en ellas las velocidades de las moléculas situadas en la misma vertical, decrecen para el mismo instante en progresion geométrica, cuando las profundidades crecen en progresion aritmética.

Tambien se deduce de la teoría, que si una ola puede subsistir, subsiste simultáneamente con ella su contraria ó la reflejada, y lo mismo sucede respecto de una série cualquiera de ondas, ya directas ya reflejadas. Otro tanto se verifica con diferentes séries de ondas producidas por distintas causas; si subsisten aisladas, subsisten simultáneamente reunidas, sumándose algebráicamente. Y por último, que cuando dos ondas iguales y en sentido contrario se encuentran, la onda resultante no tiene movimiento progresivo; las moléculas se mueven en línea recta, habiendo puntos para los cuales el movimiento vertical es muy extenso y nulo el horizontal, y otros en que sucede lo contrario.

Las olas se reflejan en los obstáculos que encuentran formando los ángulos de reflexion iguales á los de incidencia; la altura que toman en el punto de reflexion y en los de encuentro con las olas directas, es doble de la de la onda ántes de reflejarse; así como la depresion será doble conforme á lo dicho en el párrafo anterior. Al tratar de los diques nos extenderemos más sobre este punto.

Los resultados de la teoría relativos á la propagacion de las ondas en los canales variables de forma y en los que existe ó no una corriente independiente de la onda, tendrán mejor aplicacion en el capítulo relativo á la propagacion de la marea en las rias; aquí nos limitaremos á decir:

1.° Que la velocidad de propagacion de la onda es proporcional á la raiz cuadrada de la profundidad. 2.° La altura de la onda inversamente proporcional á la raiz cuadrada de la anchura y á la cuarta de la profundidad. 3.° Cuando la altura es grande relativamente á la profundidad, la ondulacion no se mantiene; el equilibrio falta, y se verifica entónces lo que se llama *romper* la onda.

Todos estos resultados los deduce Airy estudiando la forma elemental de la funcion, ó uno de los términos que la componen, segun el teorema de Fourier; pero los resultados podrian variar si se tomase un número mayor de términos.

50. Marejada.—La agitacion que las olas producen en el mar recibe el nombre de *marejada*, que con mucha frecuencia aparece imponente sin que se sienta viento marcado en la localidad. Otras veces la marejada se presenta en el fondo sin grande agitacion aparente en la superficie, en cuyo caso se la denomina *mar de pié*, *de leva* ó de *fondo*, y tambien se la suele llamar *mar sorda*, especialmente si se trasmite en direccion contraria al viento reinante. A la agitacion producida por un viento soplando en la localidad misma, se la conoce bajo el nombre de *mar* ó *mar de viento* ó *de superficie*. Esta, al contrario de la marejada, proviene de las olas que el viento levanta allí donde sopla, al paso que aquella es la trasmision de la agitacion del mar desde grandes distancias.

De aquí y de lo dicho anteriormente, resulta que la direccion de la marejada no es la de los vientos reinantes ni la de los dominantes, sino la de la mayor línea de agua, ó de los vientos tempestuosos. En el ejemplo presentado en el capítulo anterior [24], la direccion de la marejada para la costa del Norte de España será la que corresponde al Noroeste.

Cuando á la marejada se une la mar de viento, constituye lo que se llama *temporal*, sucediendo generalmente que estos son precedidos por la marejada que se presenta ántes que la agitacion del aire, lo cual parece indicar que el agua trasmite más fácilmente que el aire las agitaciones producidas en estos dos flúidos. Así, en nuestra costa del Norte, cuando en medio de una mar bella suelen cerrarse de repente todos los puertos con gruesas mares y rompientes contínuas, es una señal segura de temporal del Norte en las veinticuatro horas siguientes.

Se observa durante los temporales, á intervalos regulares, olas de enorme tamaño, que reciben de los marinos el nombre de *vaga* ó *vaga de*

mar; al paso que, con iguales intervalos, la agitacion se desvanece apareciendo poco alterada la superficie del mar, á cuya tranquilidad relativa se la da el nombre de *yacente* ó *quedada*. Esta tranquilidad en momentos conocidos, es de grandísima importancia para salvar un paso peligroso, especialmente en los puertos de barra; así el marino que va á uno de dichos pasos, cuenta desde la aparicion de la vaga el número de segundos que median hasta la quedada, y acomete la entrada con la seguridad de encontrarse en el canal en el momento de la tranquilidad y dentro del puerto cuando se presenta de nuevo la vaga.

La explicacion del fenómeno, despues de lo dicho, es muy sencilla; la vaga resulta de la combinacion de las diferentes ondulaciones trasmitidas de diversos puntos y con distintas velocidades, en union de las formadas en el punto que se considera, sumándose ó restándose, segun coincidan dos crestas, ó una elevacion con una depresion. Tessan, Fitz Roy y otros marinos, aseguran haber visto en alta mar séries de olas marchando en tres y hasta en cuatro direcciones diferentes.

La marejada se considera por los marinos é ingenieros como más peligrosa que la mar de viento, porque hace trabajar las embarcaciones, ocasiona rompientes donde ordinariamente no rompe la mar, y ataca los cimientos de las obras.

51. Marcha de las olas en las costas.—Pasemos á considerar las olas en las costas. Digimos ántes [37] que las olas seguian en alta mar la direccion del viento; aquella se modifica en la proximidad de las costas, variando de tal manera, que llegan á la playa en otra normal próximamente á ella. La experiencia y la teoría [49] están ambas conformes en la explicacion; como cerca de la costa el calado es pequeño relativamente á la amplitud de la ola, esta avanza en cada punto con una velocidad que depende de la profundidad del mar en él, tanto mayor, cuanto más distante se encuentra el punto de la orilla, verificándose un giro que lleva la ola á una direccion casi paralela á la costa.

Para las olas en las costas no podemos suponer, como en alta mar, poco extensos los movimientos de las moléculas, comparados con la magnitud de la onda. Cuando la ola avanza sobre un plano inclinado, como el que forma la playa, la teoría indica que no se mantiene la ondulacion sin una fuerza actuando en sentido opuesto á su marcha. A medida que la profundidad decrece, los movimientos de las moléculas aumentan

la amplitud de su excursion; falta la fuerza necesaria para contrarestarlos, y la ola no puede conservar el estado ondulatorio; la parte anterior toma una inclinacion cada vez más pronunciada, la posterior más y más tendida, hasta llegar un momento en que el equilibrio se rompe (á lo cual ayuda la inclinacion cada vez mayor de la cara anterior), la ondulacion cesa, las moléculas toman un movimiento de traslacion, y la masa de agua se desploma envolviendo en su caida el aire que forma la espuma con que la ola se cubre; entónces se dice que la ola rompe. La ola, despues de rota, avanza por la playa en virtud de la velocidad adquirida, y cuando la ha perdido, retrocede descendiendo por el plano inclinado; encuentra á una nueva ola, que la arrastra otra vez, y contribuye tambien á que rompa, continuando así indefinidamente. Al retroceso de la ola, suele llamarse ola de retroceso, y en algunos puntos de las costas, *resaca*. Reservamos esta última denominacion para otros efectos de las olas.

La ola sólo en semejante estado es temible para los buques y las obras; en efecto, mientras la ola es una ondulacion, el buque puede ser trabajado ó sacudido, sus oscilaciones más ó ménos violentas, pero no hay peligro inminente que temer; al paso que si la ola toma un movimiento de traslacion, será el buque arrastrado por ella, lanzado y destrozado contra la costa. Consideraciones análogas podemos hacer respecto de las obras.

Scot Russell supone que las olas próximas á romper, se convierten en olas de primer órden, y todas sus meléculas toman movimiento de traslacion. No es posible averiguar lo que pasa en el momento del tránsito; es natural que las moléculas tomen movimientos de traslacion, pero no con la regularidad que supone la formacion de la onda de primer órden. Duperrey va más léjos aún; afirma que la ola se trasporta en masa cuando su altura es doble de la profundidad; en este caso ya la onda está próxima á romper, segun luego veremos.

52. Profundidad en la cual rompen las olas.—Los autores no están de acuerdo al fijar la profundidad á que la ola rompe, y se comprende sea variable, teniendo en cuenta la multiplicidad de causas y condiciones que influyen en el fenómeno. Cuando la elevacion del fondo varía por grados insensibles, como en un canal ó en una playa, resulta de los escasos experimentos citados por algunos autores (entre los cuales figura Scot Russell), que la ola rompe cuando su altura es igual próximamente á la profundidad

del agua en aquel punto, pero sin expresar si la profundidad habrá de contarse desde el nivel medio ó desde el fondo de la ola. Otro tanto sucede con las observaciones hechas por el citado autor, midiendo con reglas clavadas en la playa la altura de las olas. Thomas Stevenson en sus experimentos se refiere al nivel medio, contando la altura de la ola desde la cresta al fondo. Minard cuenta la profundidad desde el fondo de la ola, lo cual eleva el tipo máximo de la altura de la ola á los dos tercios. Este diferente modo de contar la profundidad hace variar los números adoptados en los proyectos, y en vez de ser 4 ó 7 metros, segun la manera ordinaria, se eleva á 6 ó 10. En Marsella se adoptó esta última cifra.

Los que admiten para la forma de las olas la cicloide prolongada, toman como límite de las curvas que afectan las olas, la cicloide ordinaria; es decir, que rompe la ola cuando la amplitud se acerca á ser tres veces la altura; con lo cual las fórmulas de Scot-Russell, dan para las ondas de primer órden una profundidad mitad de la altura, medida desde el fondo de la ola (que coincide para las de primer órden con la superficie), conforme con la observacion ántes citada de Duperrey.

53. Experimentos de Bazin.—Los experimentos más completos sobre el romper de las ondas ó de las olas, son indudablemente los de Bazin. Una onda aislada rompia siempre cuando su altura era igual á la profundidad del canal, y frecuentemente con alturas menores.

Los resultados de las observaciones hechas con ondas formadas por la superposicion de otras produciendo una onda contínua [40], son los siguientes: La cabeza de la onda (que digimos era alargada en general), se acorta y se hace más aguda á medida que la profundidad disminuye, hasta que, llegando á ser esta insuficiente, rompe la onda con estrépito presentando el aspecto de una barra de espuma. Esto sucede tanto más pronto cuanto mayor es el gasto ó la masa flúida introducida y menor la profundidad. Vamos á determinar el punto en que esto sucede.

Con las fórmulas deducidas [40] se puede determinar aproximadamente la profundidad á que la onda rompe; pero advertiremos primero que no es aplicable á este caso la fórmula que da la velocidad de traslacion de la ondulacion, siendo la verdadera mayor que la calculada. Si la onda principia á romper con alturas para la lámina de agua, próximamente iguales á las de la cabeza [40], el coeficiente k de la $(9')$ será la unidad.

En este caso la fórmula (7) se convierte, segun los experimentos ya citados, en

$$(27)\quad V_0=\sqrt{g(H+H)}=\sqrt{2gH}.$$

pero como entónces [40] la altura de la primera onda es igual próximamente á

$$h_0=\frac{q_0}{V_0}=\frac{q_0}{\sqrt{2gH}}$$

y siendo la condicion para que la onda rompa

$$h_0>H,$$

se deduce,

$$(28)\quad \frac{q_0}{\sqrt{2gH}}>H;\ \text{ó},\ \sqrt{2gH}<\frac{q_0}{H}=u_0$$

Segun hemos visto en los experimentos anteriores [52], la onda en realidad rompe cuando excede los dos tercios de H, y áun la mitad; por lo que no debe nunca tomarse el límite calculado sino como el superior, y el romper es inminente en cuanto u_0 exceda $\frac{1}{2}\sqrt{2gH}$ que podremos á su vez considerar como límite inferior.

Cuando rompe la onda, no ès aplicable la fórmula aproximada (10); es necesario acudir entónces á la ecuacion general (7), haciendo en ella $k=1$. Los resultados concuerdan bien con los experimentos; la fórmula (8′) se convierte en

$$(29)\quad y^3-y=\frac{u_0}{\sqrt{gH}}$$

En el caso de existir una corriente [41], las velocidades que da la fórmula (11) pecan por defecto cuando la ola rompe.

La onda romperá en el límite en que $h_0>H$ y $k=1$ [40]; y las ecuaciones (7 y 6′) serán entónces

$$(30)\quad \begin{cases} V_0=\sqrt{2gH}-U \\ h_0=\dfrac{q_0}{V_0}=\dfrac{q_0}{\sqrt{2gH}-U}>H \end{cases}$$

de donde

$$(31)\quad U+\frac{q_0}{H}=U+u_0>\sqrt{2gH}$$

pero análogamente á lo que sucede en los casos anteriores, la onda rompe mucho ántes de este límite (la mitad ó los dos tercios de H).

Muchos de los resultados recapitulados aquí se refieren á ondas de primer órden, y queda la duda de si los obtenidos son aplicables á las olas; pero los consignamos porque tendremos necesidad de ellos cuando tratemos de experimentos de gabinete y de las mareas en las rias.

54. Casos excepcionales.—No debemos atenernos á la trasmision de los tipos deducidos de las observaciones hechas en costas más ó ménos abrigadas, para extenderlos á lo que sucederá mar adentro, donde se desarrollan olas enormes que podrán romper con profundidades mayores que las marcadas, segun varien las circunstancias del fenómeno. Una de ellas es la desigualdad del fondo; si este presenta un escalon ó resalto, la ola rompe con grandes calados. Un cambio brusco en la profundidad puede ser, en efecto, suficiente á perturbar la onda por el corto tiempo de que disponen las moléculas para tomar una posicion de equilibrio; la onda rompe entónces, aunque sea grande la profundidad, y tanto más fácilmente, cuanto mayor sea la órbita que describan las moléculas; esto es, cuanto más alta sea la ola y mayor amplitud tenga. Durante los temporales rompen las olas en el banco de Terranova, con 160 metros de profundidad mínima. Aun en tiempos ordinarios, los buques sienten al pasar sobre él agitacion y oleaje.

Es evidente que la desigualdad del fondo debe influir poderosamente en el fenómeno, y que la ola se conservará oscilante en profundidades más pequeñas si el fondo varía de una manera lenta y contínua; entónces la onda se modifica progresivamente, amoldándose á la nueva profundidad. Así, la regla empírica que dan los ingenieros, sólo debe tomarse como una aproximacion para este último caso; pues ademas de los elementos exteriores á la ola, deben influir en el resultado los de ella misma (altura, velocidad, amplitud, etc.)

Son muy frecuentes en nuestras costas rompientes con profundidades extraordinarias. En la costa Cantábrica el bajo de Somosllungo, fuera del cabo de Peñas, arbola (y algunos aseguran rompe), con mar gruesa; el

Castro, cerca de Rivadeo, rompe con 30 metros de agua. El Peton y el Serron, bajos cerca del cabo de Busto, con 60 á 80 metros de calado el primero; y con 50 á 60 y caidas de 120 metros el segundo, presentan el mismo fenómeno en los grandes temporales. Estos son ciertamente casos excepcionales; pero que conviene tener presentes para no equivocarse en los resultados.

54. Profundidad á que las olas hacen sentir su accion.—No debe confundirse la accion que el mar ejerce sobre el fondo, con la reaccion de éste sobre las capas de agua de la superficie, ó lo que motiva al romper de las olas; puede la primera hacerse sentir muy débilmente, y sin embargo, perturbar en un punto dado las condiciones necesarias para mantenerse la ondulacion; por cuyo motivo insistimos ántes, en hacer notar la influencia que ejerce en el romper la desigualdad del fondo. Dyar, supone que á una profundidad igual á dos veces la altura de la onda, el movimiento de las moléculas es insensible. El mayor general Palsby asegura que en la extraccion del Royal Georges trabajaban los buzos sin ser molestados á la profundidad de veintiocho metros, lo mismo con buen tiempo que con temporales, al paso que les costaba gran trabajo el luchar contra las corrientes de marea. Lo mismo asegura respecto de la extraccion del Edgar, más difícil aún; y Coode, encargado de reconocer el rompeolas de Portland, no ha encontrado que los deterioros se extiendan en él más abajo de cinco metros.

En cambio, el ingeniero Calver asegura que en la costa del Este de Inglaterra el agua se carga con detritus del fondo á veintiocho metros de profundidad; ejemplo que no probaria mucho, pues la facilidad de mantener materias en suspension depende más de la velocidad relativa en las diferentes capas, que de la absoluta en una de ellas. No es tan fácil eludir los ejemplos que siguen. Forbes asegura haber visto repetidas veces en el Norte de Inglaterra, lanzadas vivas á la costa, conchas que sólo viven en catorce metros de agua. Ejemplos análogos de conchas y plantas marinas arrancadas del fondo, se citan en el tratado de Geología de la Beche; y lo mismo se ha observado en la costa de Argel. El vapor *Pegaso* ido á pique en la costa de Northumberland con veintidos metros de agua, permaneció allí intacto hasta que fué deshecho en una fuerte tempestad del Norte. El mismo ingeniero Coode, obtuvo en el reconocimiento de Chesil-Bank pruebas bien claras de la influencia de las olas á la profun-

didad de diez y seis metros; y por último, el capitan Washington en su visita de inspeccion á los puertos ingleses del mar del Norte, dice que el mar tiene fuerza bastante para remover la grava á una gran profundidad. Aimé en los experimentos ántes citados [48] llega hasta la de cuarenta metros.

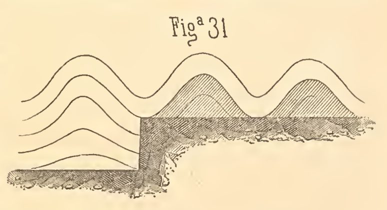
Habria medio de conciliar datos, que parecen contradictorios, observando que si bien las olas formadas en la localidad hacen sentir su accion á pequeña profundidad, no sucede lo mismo con la marejada que se trasmite de largas distancias, con el tiempo y el espacio suficiente para comunicar su movimiento á las capas inferiores. Tambien el arrancar las algas y las conchas del fondo provenga quizás de las violentas corrientes que por condiciones y circunstancias de la localidad se desarrollan en ocasiones. Una vez desprendidas, ya es fácil el trasporte á puntos en que la velocidad sea pequeña.

Estos datos relativos á la profundidad á que las olas hacen sentir su influencia son muy importantes, porque en ellos se basa la eleccion de algunos de los sistemas de construccion empleados en el mar; debemos, sin embargo, reconocer que los últimos ejemplos citados son casos extremos, y no tendrán lugar en puntos abrigados donde ordinariamente se establecen los puertos.

55. Olas de fondo.—Al explicar Emy los efectos de las olas en las costas, ha inventado una teoría denominada *olas de fondo*, á las cuales atribuye todos los desastres y destruccion de las obras, todos los aterramientos y formacion de barras en los puertos; en fin, es para él una causa general que aplica á todos los fenómenos que se relacionan con el régimen de las costas. Diremos en pocas palabras cuál es una teoría que ha contado y acaso todavía cuenta con algunos, aunque poco numerosos partidarios.

Supongamos (fig. 31) una série de ondulaciones que vienen á encontrar un resalto vertical, cuya altura sobre el fondo no llega á la que se conceptua necesaria para romper las olas. Al encontrar la ola el obstáculo, las capas comprendidas en la parte rayada de la figura, no pueden continuar en el movimiento oscilatorio, porque faltaria la ley de continuidad en la masa; pero si la ondulacion ha de subsistir sin faltar á esta ley, es necesario que las inferiores conserven idéntica forma; por lo cual son arrastradas mecánicamente por las superiores, que las imprimen una gran

velocidad. Estas masas de agua arrastradas sobre el fondo, lo socavan y levantan la arena que, revuelta con el agua, es lanzada contra las playas ó contra las construcciones, destruyéndolas, ya por el choque, ya por la socavacion de los cimientos.



La primera objecion que se ocurre contra esta teoría, es la siguiente: ¿Quién ha dado á la masa arrastrada y á la que la impele esta inteligencia mutua que las dispone para que la ondulacion no se perturbe? Ademas, ¿cómo la masa superior, con el movimiento oscilatorio de sus moléculas, es capaz de impulsar á la gran masa inferior, que se supone arrastrada á pesar de la resistencia opuesta no sólo por su inercia, sino tambien por el enorme rozamiento sobre el fondo? Con la gran perturbacion que debe resultar de segregar una parte del flúido que constituye la ondulacion, no puede ésta continuar y se romperá el equilibrio; y si la masa segregada en las capas inferiores es pequeña, no puede tener ésta la accion enérgica que se la supone. Lo natural es que si el resalto se encuentra á suficiente profundidad, para que no ejerza accion sensible sobre la onda, la ola se trasmita con muy pequeña alteracion. Por el contrario, si el obstáculo se halla á una altura tal, que puede perturbar la marcha de la ola, esta rompe al chocar contra aquel.

No insistiremos más sobre una teoría hoy abandonada, y que siempre ha contado con un número muy limitado de partidarios.

57. Olas de traslacion.—Scot Russell afirma que las olas de primer órden [36], llamadas por él olas de traslacion, forman los *rollers* del cabo de Buena Esperanza. Estas grandes masas de *agua sólida*, dice, moviéndose con gran velocidad son tan poderosas en el fondo como en la superficie. Esto no es más que la teoría exagerada de las olas de fondo del coronel Emy, y las dificultades que entónces opusimos para admitirla crecen de punto al concebir una masa flúida en movimiento desde el fondo á la superficie del mar. Ademas, áun asintiendo á lo que precede, se deduce de los mismos experimentos de Scot Russell ya citados: 1.° Que la velocidad de las molé-

culas no es la misma qae la de la ondulacion [37 y 39]. 2.ª Que esto se verifica próximamente cuando la altura es doble de la profundidad, es decir, cuando está próxima á romper. Por otra parte, los marinos que han emitido su parecer en la informacion inglesa sobre puertos de refugio, niegan la existencia de semejantes olas, á ménos de no estar rotas ó próximas á romper. Y por último, áun suponiendo que en casos excepcionales y en circunstancias particulares se presentasen fenómenos parecidos á los que describen Scot Russell, Emy y otros, las obras de puertos no deben proyectarse en general con relacion á estos casos accidentales, sino á los ordinarios.

57. Fuerza de las olas.—En cuanto al esfuerzo que las olas ejercen contra los obstáculos con que chocan, hay que designar dos casos; el correspondiente al estado oscilatorio de las olas, ó cuando estas rompen contra él; principiaremos ocupándonos del segundo, acerca del cual existen observaciones más precisas y numerosas. Desde luego se comprende que dicha accion debe variar entre límites muy extensos. Minard la fija en 4 toneladas por metro cuadrado; tipo muy distante del que realmente alcanza; el mismo Minard cita en su tratado de Puertos otro hecho con arreglo al cual el esfuerzo sube hasta 10 toneladas; aunque si se rebaja la pérdida de peso por estar sumergida en el agua la masa removida (cuya deduccion no hace tampoco al fijar el tipo de las 3 á 4 toneladas), queda reducido el esfuerzo á 5,5.

Pero no son estos los únicos ejemplos de la fuerza de las olas; en Barrahead, una de las Hébrides, fué arrastrado un canto de más de 4 toneladas de peso hasta romperse en la roca, quedando en tierra á 13 metros sobre la pleamar.

La isla de Steeness, dice el Dr. Hebbert, presenta una escena de desolacion sin igual; durante los inviernos borrascosos, enormes bloques de piedra son arrancados de su asiento y arrastrados á distancias casi increibles. En el invierno de 1802, una masa de forma tabular, que tenía 2,00 metros por 2,13, y 1,15 metros de grueso, fué arrastrada de su asiento y trasportado á una distancia de 24 á 27 metros. He medido, dice, el encaje reciente de donde habia sido arrancado en el invierno anterior (1818) un canto, y tenía 5,33 metros por 2,13 metros, y la profundidad era de 0,63 metros. La masa arrancada fué llevada á una distancia de 9 metros, donde se rompió en trece pedazos por lo ménos, algunos de los cuales fueron

á caer más léjos entre 9 y 37 metros. Un canto de 2,79 metros de largo por 1,98 metros de ancho, y de 1,21 metros de grueso, fué arrastrado por una pendiente hasta una distancia de 46 metros.

Tambien en Northmaven, varios cantos de forma angulosa fueron trasportados del mismo modo por las olas á distancias considerables.

El caso más curioso de todos es el referido por Tomás Stevenson, ocurrido en Walsey en Zelandia. Cantos pesando 6 toneladas fueron arrancados de su asiento en la cima del Bound Skerry á 21 metros sobre las pleamares de agua viva; y hay fundados motivos para sospechar que igualmente lo fué una masa de trece toneladas, á 23 metros. La roca es de formacion cuarzosa, componiendo parte de extratos de gneis agrietados y con profundas canales; el peso específico de la roca es de 2,70.

En la parte Sudoeste, á 113 metros de la línea de bajamar y á 19 sobre este nivel, se ve un monton de piedras, pesando algunas hasta nueve toneladas y média, apiladas como si lo hubiesen sido á la orilla del mar; y más cerca de la orilla se encontró desprendido un canto de veinte toneladas.

Hácia el Nordeste, al nivel de 22 metros sobre el mar, y en compañía de otros de menores dimensiones, habia un canto de cinco toneladas y média, recientemente desprendido, cuyo engaste, de la misma forma, aparecia á 6 de distancia. Todavía más arriba yacia otro trozo de roca desprendida de 13,33 toneladas de peso, tumbado y rodeado de numerosas masas angulosas; las plantas que lo envolvian demostraban que la remocion era reciente.

Algunos han dudado que semejantes efectos fuesen debidos á la accion de las olas; para que no quede duda, citaremos el ejemplo de otro canto de siete toneladas y média, detenido entre crestones de roca al nivel de 6 metros sobre el mar. Este canto fué arrastrado violentamente contra un gran resalto, chocando con tal fuerza, que el canto y la roca quedaron deshechos, dejando como señal hondas estrias en todo el trayecto. El canto recorrió una longitud de 22 metros, salvando escalones desde medio á dos metros de altura. A los tres y medio metros de él, se encontró otro canto que tres hombres reunidos no pudieron remover sin gran trabajo, y que ajustaba perfectamente en un hueco dentro del canto grande. La tempestad que produjo este efecto, fué del Sud-Sudeste, correspondiente á una línea de agua de 500 millas.

Ejemplos análogos presenciados en las localidades próximas por testigos oculares, demuestran, ademas de las pruebas ántes indicadas, que no es posible suponer se haya elevado desde entónces el nivel de las islas.

En la noche del 25 al 26 de Diciembre de 1852, fueron arrastradas del rompeolas de Plymouth 8.000 toneladas de escollera y llevadas al interior del puerto, y entre los cantos los habia de 10 á 16 toneladas. Un perno de 18 centímetros de lado en cuadro, empotrado en el plano superior del dique, fué roto con el choque de los cantos, aunque sólo tenía 20 centímetros fuera del empotramiento.

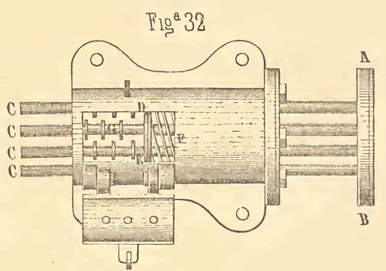
En el dique de Cherburgo se observaron efectos parecidos de la accion de las olas. El 25 de Diciembre de 1836, durante una tempestad del Nornordeste, fueron lanzados doscientos cantos por encima de la parte superior del dique, á 6 metros de altura desde el tendido Norte al del Sur; algunos pesaban 3 toneladas. En 1842, con temporal del Norte, lo fueron otros mil sobre la muralla del dique, arrancando al paso ciento cincuenta sillares y socavando 420 metros cúbicos de hormigon. En otro temporal del Noroeste, un sillar de 13,26 metros cúbicos, fué tambien lanzado con poquísima resistencia á 10 metros de distancia sobre el tendido de la parte Sur del dique. Y por último, todavía en Octubre de 1848, en una tempestad del Noroeste, un sillar de 20 metros cúbicos (46 toneladas de peso), apoyado contra la fila exterior de los sillares de defensa fabricados en la misma obra, fué levantado y llevado, á 10 metros de distancia y á 2 de altura de su posicion primitiva, hasta el pié del escarpe de la muralla, contra la cual apareció volcado. Pero uno de los hechos más notables de la fuerza de las olas, es indudablemente el ocurrido en Castro-Urdiales, puerto de la costa cantábrica, el 22 de Octubre de 1862. Un sillar de diez metros cúbicos (23 toneladas) fué lanzado por encima de la muralla con tan poco trabajo, que apénas dejó señales sobre el parapeto que corona el dique. Tuvo que salvar una distancia vertical de 7 metros y una berma horizontal de 12, ademas del grueso de la muralla.

Hemos citado con todos sus detalles este ejemplo, porque dá una idea exacta de la fuerza enorme que en circunstancias dadas alcanzan las olas, y de las precauciones que el ingeniero debe tomar en el proyecto de un puerto expuesto á los embates del mar; es preciso, sin embargo, confesar, que probablemente no se encontrará en el globo un sitio contra el cual bata la mar más furiosamente.

Por último, el ingeniero Bonnin, fundándose en el esfuerzo necesario para romper una valiza de fábrica en la desembocadura del Loira, supone la fuerza comprendida entre 24,5 y 38 toneladas por metro cuadrado; dato que concuerda con el deducido por Stevenson con el dinamómetro [59].

Tambien las olas desarrollan en el Mediterráneo, en casos excepcionales, esfuerzos parecidos á los que citamos para el Océano. Dice Reibell que en Cette son reducidas muy pronto al tamaño de un puño, masas de mármol duro que muchos bueyes apénas pueden arrastrar. En Argel fueron arrastrados sillares de 10 metros cúbicos, colocados á 4 metros sobre el nivel del mar, recorriendo una distancia de 8 metros. En el mismo puerto fué volcada á dos metros y medio del nivel del mar una masa de 40 metros cúbicos, descansando sobre otras de 10; y en Liorna, Cette y Cassis fueron removidos sillares de 15, 20 y 25 metros cúbicos.

59. Observaciones con el dinamómetro.—Tomás Stevenson practicó sobre la fuerza de las olas, experimentos directos por medio del dinamómetro. Este aparato se compone de una placa *AB* (fig. 32), que recibe el choque y lleva fijas un cierto número de varillas *C, C, C, C,* atravesando las dos caras de una caja cilíndrica de fundicion, provista de un registro para reconocer el interior. A las varillas va ligada una segunda placa *DE*, á la cual se fija una de las extremidades de un resorte unido por la otra á la caja del dinamómetro. Unas rodajas de cuero *G* colocadas á distancias iguales pasan tambien por las varillas, y sirven de indicadores de la presion. El aparato se fija en el punto donde se quiere observar la fuerza de las olas, de manera que reciba todo el esfuerzo de ellas sin ser arrancado. Segun sea la fuerza del choque de la ola sobre la placa *AB*, el resorte *F* sufrirá una tension mayor ó menor, y las rodajas de cuero recorrerán, con arreglo á ella, más ó ménos extension. El dinamómetro se graduó de dos maneras diferentes; ya por medio



de una carga, ya dejando caer una bala de cañon desde cierta altura.

Se hicieron con este dinamómetro dos series de experimentos; los unos en el Atlántico, en Skerryvore, y en las rocas próximas fuera de la isla de Ayree en el condado de Argile; y las otras en Bell-Rook, en el mar de Alemania. En las primeras, durante cinco meses de verano, siempre marcó el dinamómetro ménos de 3 toneladas por metro cuadrado, que subió en los seis de invierno á cerca de 10 ó casi el cuádruplo. El máximun obtenido fué de 27 toneladas por metro cuadrado. Las olas median 7 metros, y la reventazon subia á 23.

En el mar de Alemania, el mayor resultado fué de trece toneladas y média por metro cuadrado; pero experimentos posteriores verificados en Dumbar, en el condado de Est-Lothuan, dieron hasta treinta y una toneladas y média. Para mayor seguridad se emplearon dinamómetros de diferentes tamaños y resortes de distinta fuerza. El esfuerzo de las olas contra lo que se esperaba, parecia asimilarse más á una presion que á un choque; sin embargo, esta deduccion no es muy segura y requiere la confirmen nuevos experimentos.

Cialdi evalúa en 16 toneladas por metro cuadrado la fuerza de las olas en el Mediterráneo, fundándose en las observaciones hechas en Civita-Vechia por medio del dinamómetro.

60. Cálculo de la fuerza para la altura de la reventazon.—Otra medida de la fuerza de las olas, la da la reventazon ó rocion que levantan cuando chocan contra un obstáculo vertical. En el faro de Bell-Rock, fué arrancada una escala fija al balcon de la galería de servicio, á una altura de 29 metros; la mar estaba agitada, pero no soplaba viento. El mismo faro, de 37 metros de altura, se ve cubierto hasta la cima de espuma; rebajando 7 metros por esta, queda una columna de agua que supone una presion de 30 toneladas por metro cuadrado. En un temporal de 1860, fué arrancada una campana situada en el faro de Bishop's-Rock á 33 metros de elevacion sobre la pleamar. En el de Unst fué rota una puerta á 65 metros. Y por último, en el dique de Cherburgo sube el rocion 20 metros en los temporales ordinarios y hasta 45 en los extraordinarios.

Efectos parecidos han ocurrido en nuestras costas del mar Cantábrico. En los dias 14 al 17 del mes de Enero de 1865, con un temporal del Noroeste, las olas subieron de 20 á 25 metros por encima del faro de Mouro en la entrada del puerto de Santander. El islote, sobre el cual está construido el

faro, se eleva 22 metros, á contar de la marea média á los cuales se deben agregar otros 22 que tiene de altura la torre con la linterna; lo cual da para la altura de la reventazon un total de 65 á 70 metros. El dia 15 á las tres de la mañana, la ola rompió dos cristales de la linterna y penetró en la cámara de iluminacion arrastrando al torrero por la escalera. El dia 16 rompió uno de los gruesos cristales de la casa, arrancando la puerta de la cocina, que se hallaba en edificio separado más atras de la torre, y arrastrando gran cantidad de piedra de todos tamaños.

Queda, pues, comprobada que la fuerza de las olas puede llegar á 30 toneladas por metro cuadrado. 1.° Por la resistencia de los cuerpos que sufren su accion. 2.° Por medidas directas con el dinamómetro. 3.° Por la altura que toma la reventazon.

En cambio, cuerpos cilíndricos de pequeña superficie, como las valizas de madera que marcan las rocas fuera del puerto de Sunderland, resisten perfectamente sin tirantes ni tornapuntas en medio de rompientes debidas á las olas de cuatro metros y medio de altura.

61. Fuerza de las olas en estado oscilatorio.—Los experimentos relativos á los esfuerzos que las olas desarrollan cuando se encuentran en estado ondulatorio son tan escasos y están tan mal presentados, que no puede obtenerse de ellos ningun resultado concluyente: la teoría indica para grandes profundidades, un esfuerzo equivalente á una carga estática, representada por una ola de doble altura, ó un aumento de carga sobre el nivel medio equivalente á la altura de la ola; pero estos resultados no son admisibles si la experiencia no los confirma.

En la informacion abierta para llevar á cabo las obras del puerto de Dover, se discutió muy acaloradamente la cuestion relativa á la fuerza de las olas rotas, comparada con la que tienen en su estado oscilatorio; los ingenieros se dividieron en este punto, aunque la mayoría negaba á las segundas más fuerza que la estática resultante de su altura ; hé aquí en qué hechos fundaban su opinion. El capitan Denison aseguraba no haber visto en alta mar ningun buque arrastrado por las olas, atribuyendo el pequeño movimiento que á veces se nota, á la accion del viento sobre el casco y el aparejo; y añadia, que un bote arrimado á un muro vertical, contra el cual no rompe la ola, tiene tendencia más bien á separarse de él que á acercarse; al paso que, colocado el bote sobre una playa tendida, es lanzado contra ella y destrozado. Este mismo hecho fué corroborado por el profe-

sor Airy, quien afirmaba haber visto un bote tocando á la cabeza del dique de Swansee con siete metros de agua y mar gruesa, sin chocar contra él á pesar del grande oleaje; mientras que doscientos metros más léjos, la mar rompia tan duramente sobre un bajo, que se llevó dos remeros, llenó el bote de agua, y sólo con gran trabajo pudo éste ganar la costa.

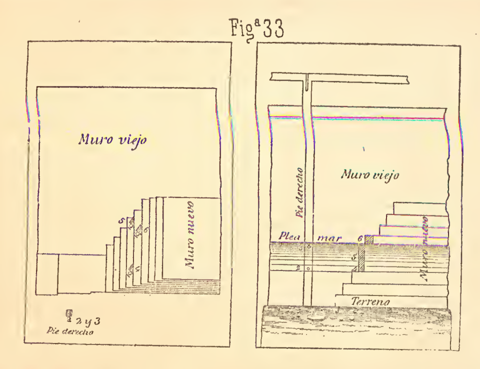
Otro ejemplo análogo fué citado por el mayor general Pasley; un buque arrastrado con violencia contra la costa de las islas de Shetland, pasó sin choque al llegar á ella, desvaneciéndose la ola. Tambien añadió que en el puerto de Pasajes cuando sopla duro el viento pasan los buques al pié de la roca. De la Beche dice que en Pembroke, cerca del pueblo de Fishguard, la mar rompe furiosamente en las playas tendidas, al paso que su accion es insensible en los cortes verticales. Lo mismo asegura Airy de Cadwith, y de la entrada de la bahía de Valentia. En la informacion citada se mencionan otros ejemplos parecidos, que no reproducimos por no repetir siempre lo mismo.

Entre los partidarios de la opinion contraria, figuran sólo los Rennies y los Stevenson (aunque el testimonio de los primeros pudiera ser recusado por parcial, como veremos más adelante). Rennie (Jorge) cree firmemente en la teoría de las olas de fondo de Emy, y cita en comprobacion de su creencia los experimentos hechos con el dinamómetro por Stevenson, que ántes citamos [59], y la destruccion de los muros verticales construidos en Saint-Maló, Boulogne y San Juan de Luz. Ni estos ejemplos, ni los experimentos de Stevenson prueban nada; ántes bien confirman la opinion contraria, porque aquellos efectos son debidos á olas rotas.

Allan Stevenson explica á su modo los ejemplos de que ántes nos ocupamos, relativos á las olas ondulatorias, atribuyéndolos á circunstancias locales; y afirma que si bien la ola se mueve con gran velocidad, deja al buque detras de sí y sólo lo arrastra en un corto espacio, por ser pequeño el rozamiento del casco comparado con la inercia de su masa. Tambien dice que en completa calma ha visto marchar un buque en una determinada direccion. Estas razones son de todo punto inadmisibles; en una corriente, ó cuando rompe la ola, existe igual motivo para no ser arrastrado el buque, y sin embargo lo es. En cuanto al caso citado por Stevenson, más fácil es atribuirlo á las corrientes que á la accion de las olas, muy débil, en una calma cual la supone aquel ingeniero. Esta marcha progresiva que las olas en ciertas ocasiones imprimen á un buque, tambien puede explicarse,

sin acudir á la accion de las corrientes ó del viento sobre su casco y aparejo, por los pequeños choques que producen las olas, asemejándose entónces el buque al paramento de un muro que cede al impulso de ellas.

Vengamos á experimentos más directos, aunque tampoco sean concluyentes. Stevenson (Thomas) queriendo demostrar la existencia de las olas de traslacion (como él las llama), estableció varios dinamómetros en un muelle que se construia en Dumbar. La obra (fig. 33) consiste en un muro



nuevo adosado á otro antiguo amenazando ruina; en los piés derechos de los andamios situados delante de la obra, se establecieron dos dinamómetros y otros tres en las hiladas interrumpidas de la fábrica. Admitiendo la ley establecida [52], que las olas rompen cuando su altura llega á ser la profundidad del agua, se clasificaron como olas rotas todas las que en profundidades de 2,00 á 3,50 metros alcanzaban una altura de 2,00 á 3,00 metros; mientras que para la misma profundidad se suponian oscilatorias, cuando sólo tenian de 0,40 á 1,10 metros.

Los dinamómetros (números 2 y 3) se situaron en el andamio á una altura de 2,10 metros y 2,90 sobre el fondo; y en la muralla (números 4.°, 5.° y 6.°) á 2,40, 2,90 y 3,40 metros; advirtiendo que el núm. 5.° fué colocado en el ángulo formado entre la muralla vieja y la nueva.

Respecto de las olas rotas, la profundidad variaba de 2,40 á 3,00 metros en las pleas, siendo las olas de 2,10 á 3,00 metros de altura. El tér-

mino medio del núm. 2.°, dió 6,00 quintales ingleses; el núm. 3.°, 11,00; el núm. 4.°, 11,70; el núm. 5.°, 26,30, y el 6.°, 13,20.

Se observa en primer lugar, tanto en los términos medios como en las series que figuran en las tablas de las observaciones, que la accion crece con la elevacion del dinamómetro sobre el fondo; y que (exceptuando al núm. 5.°, que se encuentra en circunstancias excepcionales), no hay gran diferencia entre los resultados que acusan los dinamómetros situados en el poste y los del muro á la misma profundidad; si bien es cierto que deja lugar á dudas el haber incluido, para deducir el término medio, muchos de los números obtenidos despues de haberse roto el dinamómetro. El número 5.°, situado en el ángulo entrante, donde las olas debian actuar con una fuerza mayor, acusa un esfuerzo doble próximamente.

En las olas oscilatorias, el núm. 2.° sólo acusó 0,14 quintales; el número 3.°, 0,97; el 4.°, 4,59, y el 5.°, 20,01; al 6.° no llegó la accion de las olas. Las profundidades variaban desde 2,00 metros á 3,10; y la altura de las olas de 0,45 á 0,80. Hay que desechar el resultado del número 5.°, porque situado en el ángulo de los dos muros, la ola, segun las leyes de la reflexion, alcanzaba una altura cuádrupla de la que traia, y era imposible que con dicha altura y la profundidad marcada dejase de romper, ó por lo ménos de ser perturbada notablemente en condiciones tan desfavorables. En cuanto á las observaciones hechas sobre el núm. 4.°, tambien resultan, conforme á la teoría, superiores á las de los números 2.° y 3.°, aunque no tan grandes como en el núm. 5.°; y así las deducciones son contrarias á las de Stevenson, quien supone la accion de las olas oscilatorias chocando contra un obstáculo veintidos veces y média mayor que en el mar libre, porque compara los resultados del núm. 5.° con el núm. 3.°, al paso que á las rotas las supone sólo en la relacion de uno á dos próximamente.

Más adelante hace, sin embargo, nuevas reducciones, y establece por último la relacion 1,46 entre la accion de las olas rotas en alta mar y sobre la muralla, y 8,27 para las oscilatorias en iguales condiciones. Esta manera de comparar el esfuerzo de las olas, en los dos estados en que se la puede suponer, es absurda. Poco importa que las olas lleven al chocar contra un obstáculo una fuerza ocho veces mayor que en alta mar cuando son oscilatorias, y sólo vez y média cuando rompen; al ingeniero le interesa saber, para calcular la resistencia de la obra, el esfuerzo ab-

soluto contra ella, y de los números consignados en las observaciones de Stevenson, resulta evidentemente ser menor cuando las olas se mantienen oscilatorias que cuando rompen.

El verdadero modo de sacar algun resultado real de las observaciones, sería comparar el esfuerzo con la carga estática debida á la altura de la ola al llegar al muro vertical, trabajo que no hacemos por las razones siguientes: 1.ª Porque ignoramos cómo Stevenson saca de los cuadros numéricos las relaciones que establece. 2.ª Porque no se sabe si el esfuerzo marcado en los cuadros, es por dinamómetro ó por pié cuadrado. 3.ª Porque no se debe comparar el esfuerzo relativo entre las olas en alta mar y contra el obstáculo en cada uno de los dos estados separadamente, sino el esfuerzo absoluto sobre el obstáculo en cada clase de olas. 4.ª Porque se incluyen muchas observaciones, en las cuales el resorte fué roto, y no acusa el dinamómetro la máxima presion. 5.ª Porque en muchos de los términos medios tomados, aparecen con cero casi todas las observaciones. En los dinamómetros 2.° y 3.°, por ejemplo, de los diez dias de observacion, nueve no acusan esfuerzo alguno; en el primero un solo dia (1,40 quintales); en el segundo, durante siete dias, sólo uno marca 6,80 quintales, y los demas cero; en los tres restantes no se anotó la observacion por quedar el dinamómetro fuera del alcance de las olas.

Estas anomalías y otras muchas que no señalamos, nos obligan á recusar las deducciones de Stevenson, inclinándonos, por los resultados de los dinamómetros números 2.° y 3.°, á suponer muy pequeño el esfuerzo de las olas oscilatorias, comparado con el que desarrollan las rotas.

Stevenson no deduce en definitiva otra consecuencia más que las olas, al pasar cerca de la extremidad de un muro, pueden convertirse, en la proximidad de la obra, en olas de traslacion, y para prever este resultado no necesitaba del dinamómetro. En efecto, si una parte de la ola viene á chocar contra un obstáculo, es evidente que reflejada en él, al paso que el resto continúa su camino, debe verificarse en la union de los dos trozos una rotura ó solucion de continuidad, y por ello una perturbacion é interrupcion de la onda y una corriente.

La cuestion, áun asintiendo á lo establecido por Stevenson, queda por lo tanto en pié, y se requieren experimentos más concluyentes, ántes de decidir en pro ó en contra.

62. Fuerza de rechazo y empuje vertical de la ola.—Tambien se han he-

cho experimentos sobre la fuerza vertical de la ola contra un dinamómetro colocado á 7,50 metros sobre el nivel del mar. Comparados los resultados con los de otro colocado horizontalmente medio metro más bajo, el esfuerzo vertical resultó ser ochenta y cuatro veces mayor que el horizontal. Sin embargo, áun más que en los experimentos ántes criticados, se necesitarian para este caso otros datos, tales como la altura de la ola, si rompe la parte de ella á la cual corresponden los dinamómetros, etc. etc., y multiplicar los experimentos colocando dinamómetros á distintas alturas. Se comprende fácilmente que la masa de agua que forma la ola, animada de la velocidad necesaria para elevarla á la altura del rocion, desarrolle un grande esfuerzo, al paso que no se haga sentir en el paramento vertical contra el cual resbala. Por eso el dinamómetro destinado á recibir el choque horizontal, debió colocarse al nivel del mar.

De los mismos experimentos de Stevenson, resultó tambien que así en los muros cóncavos como en los verticales, el surtidor ó rocion se elevaba de seis y média á siete veces la altura de la ola que lo lanzaba. Y por último, para conocer la fuerza de rechazo de la ola, se colocaron en los postes de los andamios para la construccion de la muralla de Dumbar, unos dinamómetros mirando al mar y otros hácia el muro, y resultó para una sola vez, la fuerza de rechazo triple de la directa, lo cual no es suficiente para establecerlo como regla general.

Vemos, pues, que los experimentos que deben servir de guia al ingeniero en el proyecto y construccion de las obras marítimas, aún están por practicar, si bien hay ya mucho adelantado, con tener conocimiento de los elementos que deberán contener los que en lo sucesivo se practiquen.

63. Accion de las puntas, de las corrientes y del viento sobre las olas.— Modificándose el viento en la inmediacion de las puntas, arreciando y soplando irregularmente sobre ellas, la agitacion del mar debe tambien presentarse mayor y más irregular; y este es otro motivo para evitar el paso en su cercanía cuando un buque se aproxima á la costa.

Las circunstancias locales modifican la accion de las olas; actuando una fuerte corriente sobre sus moléculas, puede acelerar ó retrasar el movimiento aparente; y hasta detenerlo por completo, produciendo ondas que no varien de posicion [46], segun se observa en la desembocadura de algunos rios. Se ha visto, por ejemplo, en Sumburgh Head, en Shetland, du-

rante un temporal de Sudoeste, encresparse el mar fuera y romper las olas á gran distancia de la costa, trasmitiéndose poquísima resaca mientras reinaba la corriente de reflujo *(roost)* (una de las más terribles en aquel mar); y romper luego contra la playa durante la pleamar, cuando la corriente desaparecia.

Se ve pues, que las corrientes pueden obrar sobre las olas como un obstáculo cualquiera, y hasta hacerlas romper, dando orígen á las equivocaciones de los marinos que han supuesto muchas veces bajos en los puntos donde existen grandes calados. Los hileros de corriente, que más tarde mencionaremos, son debidos á esta causa ó al choque de corrientes encontradas. Los ejemplos de esta clase que se mencionan en los derroteros y en los viajes marítimos, son muy numerosos.

Estas corrientes son favorables á las obras de los puertos en unos casos, y contrarias en otros; en los primeros, porque hacen romper las olas en el mar, donde su fuerza se amortigua en una gran masa de agua; al paso que en los segundos, las moléculas líquidas pueden tomar velocidades que hagan más poderoso el esfuerzo de la ola al chocar contra la costa ó contra la obra que se intente establecer.

Thomás Stevenson cita como prueba del incremento que las corrientes prestan al esfuerzo de las olas, que los mayores destrozos causados en las obras por el mar, suceden á média marea próximamente, cuando la corriente tiene mayor fuerza. Hé aquí diferentes ejemplos. El 15 de Febrero de 1853, una hora ántes de la plea, fué lanzada, en un temporal del Nordeste, una gran masa de agua contra la linterna del faro de Nosse-Head, á 58 metros sobre el nivel del mar. En 23 de Noviembre de 1824, hora y média ántes de plea, el faro de Edystone se vió envuelto por una enorme ola, rompiendo cinco cristales de la linterna. Pero el ejemplo más notable de todos es lo ocurrido en el puerto de Peterhead, en cuya entrada las corrientes de marea se manifiestan fuertemente. El 10 de Enero de 1799, dos horas ántes de la pleamar, rompieron tres olas sucesivas arrasando 105 metros de un murallon fundado á más de 3 metros sobre el nivel de la plea de agua viva, y que se conservaba en pié durante muchos años. Un sillar de este muro, pesando 13 toneladas, fué arrastrado á la distancia de 17 metros. En seguida el mar se quedó relativamente tranquilo hasta dos horas despues de la plea, en que otras tres olas enormes sumergieron los muelles con una masa de agua de dos á dos y medio me-

tros de altura, poniendo en flote las lanchas que se habian sacado á tierra, y ocasionando la pérdida de diez y seis personas.

Estos ejemplos no prueban que la formacion y fuerza de estas olas sea debida á la corriente establecida, por ser demasiado accidental el efecto y de muy corta duracion. Ademas, el último ejemplo parece contradecir esta explicacion; las corrientes de marea toman generalmente (segun tendremos acasion de ver), direcciones encontradas ántes y despues de la plea; de manera que si eran favorables en un caso á la mayor fuerza de las olas, en el otro debieran serle contrarias.

El que las olas ejerzan ordinariamente su mayor accion cerca de la média marea, no parece provenir de las corrientes: 1.° Porque este mismo resultado se observa en puntos en que las corrientes de marea son muy débiles. 2.° Que muchas veces la corriente de marea (como se verá en el capítulo correspondiente), tiene su mayor accion en la plea ó en la bajamar y no en la média. La explicacion más natural del fenómeno, es que hay una cierta profundidad de agua, para la cual la accion de la ola es la máxima. En efecto, cuando la profundidad es pequeña, la masa de agua que la forma, llega sola y su accion debilitada. A medida que la marea sube, el esfuerzo de la ola aumenta con la masa hasta cierta profundidad, desde la cual disminuye, ya porque el esfuerzo se pierde en una masa mayor, ya porque se acerca al punto en que la ola no rompe. Los muros se fundan ordinarirmente en la línea de bajamar, ó sobre ella; el punto en que rompen las olas debe pues estar entre la baja y la plea. No existen experimentos relativos á la profundidad con la cual la accion de las olas es la mayor, y sería conveniente obtener resultados comparativos entre su altura y aquellas.

Tambien se supone que el viento imprime cierta velocidad de traslacion á la masa líquida que forma la ola; en tal caso debe ser muy débil, porque no se ha notado; siendo muy pocas las moléculas sujetas á su accion inmediata. Este movimiento de traslacion no es comun á toda la ola en masa, ni aumenta sensiblemente su velocidad de propagacion; se trasmite individualmente á las moléculas que forman las capas superiores, desarrollándose una corriente; y la influencia que estas ejercen, es la que indirectamente tiene el viento sobre las olas. Las moléculas avanzan sí lentamente hácia la costa por la combinacion del movimiento de traslacion y el orbitario [47]; pero aquel movimiento es diferente en

extension é intensidad del de la misma ola, y no influye en las obras de los puertos sino como lo hace una corriente cualquiera.

Los marinos evalúan en 0,30 á 0,40 metros por segundo, la influencia de la marejada sobre el buque, cuando está sometida á la accion de un viento duro; al paso que lo reducen á 0,10 ó 0,20 metros cuando la marejada se presenta con calmas. Haremos observar que semejante efecto no debe atribuirse al movimiento de traslacion de las moléculas; la resistencia mayor que un buque experimenta en una mar agitada, da un mayor abatimiento, que indirectamente se refiere á la marcha de agua en un sentido determinado.

64. Accion de los cuerpos flotantes y de los grasos.—A pesar de la gran fuerza que parece llevar la ola en su estado oscilatorio, basta el menor obstáculo para rebajar su altura y casi anularla. Una red de pescador es suficiente en muchos casos para producir este efecto, y gran número de lanchas se han salvado en recias tempestades, navegando al abrigo de una balsa formada con sus palos. Los rompeolas flotantes están, en su mayor parte, fundados en los mismos hechos.

Los mares de sargazo, donde no se sienten ni corrientes ni otras agitaciones, y donde están acumuladas inmensas cantidades de aquella planta, cuando ménos para el Atlántico del Norte (segun Arago) desde la época en que Colon cruzó aquel mar, es otra prueba más de la facilidad con que ligeros obstáculos quebrantan la fuerza de las olas. Una cosa parecida se observa en el mar del Norte, entre Brehat y Dunquerke, donde se ven flotar en extensiones hasta de cinco y seis leguas, fucos de la especie *Filum*, que forman una zona de reposo para las corrientes de marea.

Pero uno de los efectos más sorprendentes, y hasta cierto punto inexplicables, es el producido sobre las olas por los cuerpos grasos. El doctor Franklin aconseja el empleo del aceite como medio de aplacar la mar en un temporal; y ántes que él, un guarda-almacen de Kilda, citado por Martin, acostumbraba en tiempo de tempestad dejar flotando á la popa del bote por medio de un cable, un paquete de tortas (*pudings*), amasadas con el hígado de aves marinas, con lo cual impedia romper las olas y calmaba la mar. Cuando el vapor de hélice de Goole, llamado *William-Beckert*, se fué á pique el 12 de Noviembre de 1856, su tripulacion se salvó en los botes con una gruesa mar, empleando el aceite. Tambien hacen uso de él los pescadores holandeses, y un testigo ocular que presenció sus efectos

en el puerto de Scarborough, asegura se pueden calificar de mágicos, estableciéndose alrededor del buque un extenso espacio de agua tranquila. Es conveniente consignar aquí estos hechos, pues quizás tengan utilidad aplicándolos á los botes salvavidas. La explicacion de este fenómeno es desconocido; ordinariamente se atribuye á la facilidad con que el aire se desliza sobre la superficie untuosa de la delgada película de aceite, sin ejercer su accion sobre la masa de agua cubierta por ella (a).

Vancouver observó cerca de la punta de la Concepcion, en la Nueva Inglaterra, que el mar aparecia cubierto, en cuanto alcanzaba la vista, de una sustancia parecida á brea, resultando alrededor del buque un espacio tranquilo de grande extension. Una cosa parecida refiere Scoresby, del mar del Norte; la mar se aplaca en cuanto principia la formacion de los primeros cristales de hielo. Sin embargo, los cuerpos grasos no deben producir el mismo efecto sobre olas formadas léjos del punto en que se encuentra el buque, y á ello pudiera atribuirse el mal resultado de algunos experimentos intentados. Todo esto parece dar alguna fuerza á la opinion de los que afirman que el viento obra sobre el mar por la adherencia del aire y por el rozamiento contra la superficie del agua.

Por último, es una observacion hecha por todos los marinos, que la accion del viento sobre el mar en tiempo de lluvia es menor que en tiempo seco.

Tal es en resúmen lo que hoy dia se conoce relativamente á las olas; la teoría y las observaciones distan mucho de satisfacer á lo que tan importante materia exige. Reservamos para los apéndices el explanar algunos puntos de la teoría, que podrán servir de guia en experimentos ulteriores.

(a) Los resultados de los experimentos hechos por una comision francesa de la academia de ciencias, han sido negativos; pero dichos experimentos no están exentos de crítica, ni las circunstancias en que se realizaron eran las que convenian á un buen éxito.


501159398

